ASSOCIATION POUR L'AVANCEMENT
DE LA GÉOLOGIE DES CARPATES

DEUXIÈME REUNION EN ROUMANIE

GUIDE DES EXCURSIONS

TEXTE

BUCAREST

1927

ASSOCIATION POUR L'AVANCEMENT DE LA GÉOLOGIE DES CARPATES

DEUXIÈME RÉUNION EN ROUMANIE

GUIDE DES EXCURSIONS

CVLTVRA NAȚIONALĂ
BUCAREST
1927

PRÉFACE

L'Association Carpatique a décidé, lors de sa première réunion de Lwow en 1925, que les travaux de la seconde réunion à Bucarest seraient consacrés à la continuation de l'étude de la géologie des Carpates orientales.

Conformément à cette décision, le temps destiné aux travaux de cette réunion sera donc presque complètement absorbé par l'étude des Carpates orientales roumaines. Pour répondre, cependant, au désir exprimé par quelques collègues polonais, qui s'intéressent à la géologie des noyaux varisques, quelques jours d'excursions ont été réservés pour la Dobrogea.

En conséquence le guide des excursions de la II-e réunion de l'Association pour l'avancement de la Géologie des Carpates comprend principalement les excursions dans les Carpates orientales roumaines.

Ce qui nous a préoccupé avant tout dans la préparation de ce Guide, a été le soin de donner une vue générale de l'ensemble de la structure géologique de cette chaîne.

Dans ce but, le Guide commence par un aperçu général sur la structure du Bassin Transylvain, qui peut être considéré dans une certaine mesure comme arrière-pays des Carpates orientales roumaines. En même temps il constitue le seul exemple connu en Europe d'une région à gisements de gaz exploitables sans relation avec des gisements de pétrole.

L'aperçu qui suit sur la géologie des Carpates orientales montrera l'état actuel de nos connaissances sur cette chaîne et servira en même temps comme introduction aux descriptions locales. C'est un premier essai de coordination des faits nouvellement acquis, coordination dont la nécessité s'est fait sentir impérieusement.

Des descriptions locales concernant les régions à traverser, choisies parmi les plus intéressantes, comprennent à peu près tout ce qui, dans les Carpates orientales roumaines, peut susciter l'intérêt des géologues.

De nombreuses cartes, esquisses et coupes géologiques accompagnent toutes les descriptions.

En ce qui concerne la Dobrogea le Guide ne donne, à part une carte géologique, que les renseignements nécessaires à la compréhension des régions à visiter.

G. MACOVEI
Secrétaire général de la Réunion

APERÇU SUR LA STRUCTURE DU
BASSIN NÉOGÈNE DE TRANSYLVANIE
ET SUR SES GISEMENTS DE GAZ [1])

PAR

L. MRAZEC ET E. JEKELIUS

Le Bassin Transylvain était encadré au temps du Néogène par des terres fermes dans le cadre desquelles se sont déposées des formations terrestres représentées par des graviers et sédiments à charbons.

À l'Ouest s'éleva la masse des Monts Apuseni (Monts occidentaux), comprenant le massif des Monts Métalliques et les Monts du Bihor, couverts en partie par le Paléogène.

Les conglomérats rouges, terrestres du Méditerranéen inférieur de la bordure S-O du bassin et des petits bassins de Zlatna, Brad, etc., proviennent de la période de dénudation devant laquelle se sont

---

1) Parmi les travaux sur la géologie du Bassin Transylvain il faut relever principalement:

A. KOCH. **Die Tertiärbildung des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II Neogen.** Herausgegeben von d. ungar. geol. Gesellsch. Budapest, 1900, et les **Travaux de la Commission pour l'étude des gisements de gaz de Transylvanie,** publiés sous la direction de M. Le Professeur HUGO DE BOECKH (1911—1917).

formés la plate-forme **Mărişel-Arieş** dans les Monts Bihor et la plate-forme sur l'étendue du Flysch plissé des Monts Métalliques, plateformes établies par E. DE MARTONNE. La plate-forme des Monts Bihor se trouve actuellement à une altitude de 1000 m. dans les Monts Métalliques; sur l' Arieș elle est de 800 m. et descend à 600 m. vers le Mureș.

D'autre part, on peut distinguer, d'après E. DE MARTONNE, trois plates-formes dans le massif cristallin-mésozoïque des Carpates Méridionales, correspondantes à autant de cycles d'érosion et de soulèvement.

La plate-forme Borescu est d'âge éocène ou peut-être même prééocène. Elle se trouve dans les Monts du Bihor à 1200—1300 m, dans les Monts Făgăraș à 2000 m.

La plate-forme de Râul Şes correspond à la plate-forme Mărișel-Arieș du Bihor; on fixe son âge entre le Paléogène et le Néogène. Elle monte sur le versant N des Monts Făgăraș de 1300 m jusqu'à 1800 m.

Une plate-forme d'âge pliocène supérieur peut être suivie sur le même versant jusqu'à une altitude de 900—1000 m; elle s'étend vers l'Est dans les Monts Perșani, où elle forme la grande plate-forme de 950—1050 m, entre Zărnești et Șinca. On retrouve ses traces dans les plateau de Poiana près de Brașov et son correspondant dans les puissants graviers du Pliocène supérieur de la bordure méridionale du bassin.

Sur le versant Sud du massif cristallin des Carpates méridionales, nous trouvons les traces d'une plate-forme, dans la bordure des terrasses à **Graviers de Cândeşti** qui longe les Carpathes méridionales à partir de la partie occidentale du district de Gorj, jusqu'à Câmpulung dans le district de Muscel.

Cette plate-forme correspond à la plate-forme de Zărnești et Șinca.

Le bassin néogène a été limité vers l'Est par une grande chaîne dont les témoins, d'après les connaissances actuelles, sont les Monts Perșani et probablement le Massif de Hăghimaș. De puissants conglomérats du Méditerranéen supérieur et du Sarmatien, sont développés sur la bordure orientale du bassin; ils s'effillent vers l'intérieur. On attribue leur formation à d'immenses cônes de déjection, dont le matériel provient de la destruction de cette ancienne chaîne carpatique orientale, disparue en grande partie au Pliocène supérieur, probablement au Dacien, lors des éruptions andésitiques de la Hârghita. Les andésites accompagnées par des masses de tufs et agglomérats formant une large zone, couronnaient la bordure orientale du bassin en le séparant des Carpates orientales.

C'est au Pliocène supérieur que le Mureș s'est frayé un passage vers l'Ouest et l'Olt vers le Sud, par érosion régressive. Il n'y a point de doute qu'en ce temps-là une grande partie du bassin se trouvait à sec.

Le système fluviatile qui se développa ensuite, suivit en général la pente de la partie centrale du bassin c'est à-dire vers le S-O, donnant naissance au système de terrasses du Pliocène supérieur et du Quaternaire, dans lequel nous retrouvons les correspondants des terrasses principales des Carpates Méridionales et Orientales, terrasses qu'on peut suivre aisément sur la surface légèrement ondulée du bassin.

Les grandes formes de la surface reflètent très souvent la structure géologique des régions intérieures du bassin.

Les bombements plats, en dômes, dont les flancs accusent parfois une pente à peine sensible, montrent cependant nettement leur profil dans la mer des ondes de terrain, en général faibles, qui impriment une physionomie spéciale au paysage.

Un phénomène morphologique des plus caractéristiques du bassin, cité par tous les auteurs, réside dans les glissements de terrain, qui prennent souvent des proportions considérables par le fait qu'ils embrassent des séries longues de collines, dont les versants se trouvent parfois en mouvement général vers les vallées.

La répétition de ces solifluxions, prête au paysage un aspect tout à fait particulier; les pentes sont couvertes de petits monticules, très souvent rangés en séries, donnant dans leur ensemble l'impression d'un grand champ à tumulus.

II. STRATIGRAPHIE

(Voir la planche No. 1)

Le Bassin Transylvain est constitué exclusivement par des sédiments néogènes.

Une division détaillée du Néogène, basée sur des caractères fauniques, ne peut être donnée que pour les régions de bordure tout au plus et dans une certaine mesure, car les fossiles manquent en général dans son intérieur. Un groupement en horizons est cependant possible pour ces dépôts, grâce à la présence de trois bancs principaux de tufs dacitiques, qui ont un grand développement régional. Ce sont: **le tuf dacitique principal** des géologues hongrois ou **tuf de Dej** qui est considéré comme jalonnant la limite entre les deux étages méditerranéens, **le tuf**

de Giriş, limite approximative entre le Méditerranéen supérieur et le Sarmatien et enfin **le tuf de Sărmăşel** entre le Sarmatien et le Pontien.

Nous n'avons pas cependant de possibilité d'établir et de paralléliser, sur base faunique, l'âge des subdivisions mentionnées, en rapport avec les grands bassins néogènes avoisinants.

En réalité, le Bassin Transylvain a été presque isolé dès le début du Méditerranéen supérieur au moins. Ce fait peut expliquer les différences de faciès et le manque de fossiles caractéristiques, permettant de faire une division précise et une comparaison avec le **Bassin Pannonique** et avec le **Bassin Dacien** et cela même pour la bordure du Bassin, cependant fossilifère.

A. *Le Méditerranéen inférieur*

Sur la bordure N-O du Bassin, le Méditerranéen inférieur, est représenté par des dépôts rouges terrestres et des sédiments d'eau douce à couches de charbon; au S-O, près d'Alba—Julia et de Sebeșul—Săsesc, par des sables et graviers rouges terrestres.

Au sud de Sibiu, à Tălmaci, des conglomérats appartenants au Méditerranéen inférieur, plongent sous les dépôts du bassin. Ces conglomérats sont synchrones aux **Conglomérats de Brebu** et de **Petricica,** respectivement en Munténie et Moldavie, dont l'âge burdigalien paraît certain.

Sur la bordure orientale du bassin, les dépôts du Méditerranéen inférieur sont cachés sous des sédiments plus jeunes.

La bordure septentrionale est marquée par un puissant paquet de marnes argilo-schisteuses et

de grès dans le mur du tuf dacitique principal. Il est possible que de ce côté le bassin ait été encore ouvert vers le Nord, du temps du Méditerranéen inférieur.

Le tuf dacitique principal affleure sur de grandes étendues le long de la zone marginale du bassin. À l'intérieur de celle-ci, dans la Cuvette, il est caché par une forte couverture de sédiments plus jeunes.

Sur la bordure de la zone marginale du bassin, dans l'étendue des zones à plis diapirs, apparaît la Formation à sel des Carpates avec des massifs de sel, sous le niveau du tuf de Dej.

B. *Le Méditerranéen supérieur*

Sur le bord occidental du bassin, il est représenté par des formations littorales: sables, grès et conglomérats sur lesquels repose le **Calcaire de Leitha,** avec des sables et graviers. Le calcaire de Leitha peut être suivi d'ailleurs vers l'Ouest en transgression sur le soubassement ancien, jusqu'à Brad-Baia-de-Criș, où ses dépôts couvrent des formations d'eau douce à gisements de charbon.

Sur la bordure méridionale du bassin, prédominent des sables et graviers, montrant partiellement une structure fluviatile; plus à l'Est, à Sercăița, on rencontre des grès et argiles à couches faibles de charbon, provenant des tourbières qui se formaient par place dans la zone côtière.

Nous trouvons des conditions analogues sur le bord oriental et septentrional du bassin, des dépôts côtiers, conglomérats, sables et roches argileuses, avec de nombreuses mais très faibles couches de charbon.

Le Méditerranéen supérieur n'affleure pas dans la partie centrale du Bassin Transylvain. C'est donc

seulement dans les zones bordières que ces couches se montrent sur de grandes étendues au S-E, N, et N-O.

Dans la cuvette ces dépôts présentent, dans leur ensemble, les caractères d'une mer peu profonde. Ce sont, en général des marnes argileuses, d'une très grande épaisseur, avec de nombreuses intercalations de tuf dacitique.

Les manifestations salines sont très répandues dans l'aire du II-e étage Méditerranéen, mais elles doivent être mises, en majeure partie, sur le compte des massifs de sels diapirs.

Le gypse est très fréquent, en lentilles ou en couches minces.

C. *Le Sarmatien*

Le Sarmatien des régions marginales du NE et Ouest du bassin, est également formé par des sables et graviers. Dans le SE, de petites couches de charbon s'associent aux conglomérats, sables et marnes. Il y avait ici localement des tourbières d'eau douce qui à Răcașul-de-Sus et dans la vallée du Homorod déposaient des sédiments à *Planorbis* et *Helix*.

Les conglomérats et les sables de la bordure orientale du bassin sont particulièrement développés.

La marge septentrionale de la cuvette [1]), c'est-à-dire la partie interne du bassin, qu'on nomme généralement la «Câmpia Transilvaniei», laisse apparaître le Sarmatien, c'est-à-dire le complexe de couches compris entre les tufs de Giriș et ceux de

---

[1]) Nous désignons sous le nom de «Cuvette» la partie centrale du Bassin légèrement plissée.

Sărmăşel. Il est formé à la base par des sables marneux qui passent vers le haut à des complexes de sédiments devenant plus marneux et argileux. Cette partie supérieure de l'étage est formée principalement par des marnes argileuses et sablonneuses à intercalations de couches de sables peu épaisses. C'est la formation à gaz productive, dans laquelle le méthane est accompagné par des eaux salées fossiles. Au contraire, dans la partie méridionale de la cuvette, dans le plateau «Podişul-Târnavelor», la partie inférieure du Sarmatien est principalement argileuse, tandis que dans la partie supérieure prédominent des sables et graviers.

D. *Le Pontien*

Les dépôts pontiens manquent dans le Nord et le Nord-Ouest du bassin, ainsi que dans la zone marginale en général. Au nord ils font leur apparition d'abord dans les synclinaux de l'intérieur du bassin, dans la cuvette.

Il semble d'ailleurs que toute la partie Sud et particulièrement S-O du bassin s'affaissait à l'époque du Pontien. En réalité les graviers sarmatiens sont ici couverts par une puissante série d'argiles et marnes pliocènes, qui passent vers le haut à des sables et graviers.

Les fossiles sont rares dans la partie centrale du Pliocène. On rencontre cependant par places des couches à faune franchement lacustre.

Sur la bordure orientale de la cuvette, le Pontien plonge sur toute son étende vers l'Est, sous les agglomérats et tufs andésitiques de la chaîne volcanique depuis L u e t a au Sud, jusqu'à P r u n d u l B â r g ă u l u i au Nord. Il est formé ici principalement par des marnes et sables marneux, suivis dans

les horizons supérieurs par des sables grossiers et graviers.

Les agglomérats et les tufs andésitiques représentent, sur la bordure orientale, le Dacien et le Levantin. Dans les autres parties du bassin, ces étages paraissent avoir trouvé leurs représentants dans des formations de terrasses.

Au contraire, dans la dépression intérieure des Carpates Orientales, dans laquelle s'est développé le bassin de réception de srivières Mureș et Olt, ces étages sont représentés par des sédiments lacustres à charbon.

Le Pliocène supérieur à gisements de lignites, parfois importants, est particulièrement développé dans la région de Baraolt, près de Brașov.

E. *La puissance du Néogène*

Elle est très variable dans les différentes parties du bassin.

Le faciès marginal du Méditerranéen inférieur offre une épaisseur oscillant entre 500 et 700 m.

Le Méditerranéen supérieur paraît atteindre au S-E même 900 mètres.

La puissance du Sarmatien est très variable. Il paraît avoir par places 800 m. au moins d'épaisseur; à Sărmășel au chantier de gaz, il n'a guère plus que 470 m.

Le Pontien aurait à Daia, d'après VITALIS une épaisseur de 500—600 m, à Criș, d'après PAVAI 600—700 m. et dans le synclinal de Seleușul Mare, d'après K. PAPP, 900—1000 m.

On peut estimer la puissance totale du Néogène du Bassin Transylvain à 2000—2500 m., épaisseur qui correspond sensiblement à la puissance totale

du Néogène des Subcarpates Méridionales, avec cette différence toutefois, que le Pliocène Subcarpatique (Méotien, Pontien, Dacien, Levantin), a une épaisseur oscillant entre 1000—1500 m.

III. TECTONIQUE

(Voir les planches No. 2 et 3)

Le système des montagnes qui encadrent le Bassin Néogène de Transylvanie possédait au début du Miocène, une structure en nappes de charriage déjà achevée.

À l'Ouest se dresse le massif des Monts Apuseni (Monts Métalliques et Bihor), dont la structure en nappes n'est pas encore suffisament débrouillée; au Sud et à l'Est s'élèvent les masses des nappes cristallino-mésozoïques du système gétique des Carpates méridionales et de la chaîne des Monts Perşani avec un prolongement vers le Nord, dont un témoin se retrouve dans le petit massif de Hăghimaş.

Ces massifs des nappes anciennes prétertiaires ont été soulevés et disloqués par les mouvements tertiaires et post-tertiaires.

Le Bassin Transylvain, dont les premiers essais d'établissement doivent être cherchés probablement déjà au Crétacé supérieur, a pris naissance au Paléogène, au milieu des systèmes de nappes mentionnées par formation d'une dépression, dont l'affaissement continua sans interruption jusqu'au Pliocène supérieur.

C'était une dépression en voie d'affaissement, dont les sédiments provenaient exclusivement du démantèlement et du nivellement des masses anciennes formant le cadre de la cuvette.

In faut relever la grande épaisseur du Miocène et même du Pliocène du bassin: 2000—2500 m. au moins dans son ensemble. Ces chiffres représentent 3—4% de l'étendue longitudinale de la partie plissée du bassin dans laquelle s'intercale la formation à sel, correspondant synchroniquement aux couches à sel du Maramureș et de tout l'Arc Carpatique de la Galicie Occidentale jusqu'en Olténie.

Au point de vue de la structure, nous pouvons distinguer dans l'aire d'extension du Bassin Transylvain, les unités tectoniques suivantes:

1. Une bordure de couches non plissées, en général horizontales, ou légèrement inclinées vers la cuvette couvrant les plates-formes d'érosion anciennes. Par ces couches à faciès littoral, la masse intérieure du bassin se trouve pour ainsi dire suspendue à son cadre de massifs montagneux.

Les dépôts littoraux du Néogène se prolongent au S-O dans le petit golfe de Sebeș-Orăștie qui a été utilisé plus tard par le Mureș pour frayer son cours vers la Dépression Pannonique.

2. Vers l'intérieur de la cuvette suivent des zones à plissement intense, avec des plis diapirs typiques et des massifs de sel perçants.

Ces zones séparent vers le S-O, O,N, et E, la cuvette proprement dite, l'intérieur du bassin, de la bordure non plissée. Elles sont serrées contre les massifs anciens, dont elles suivent en général les contours actuels. C'est seulement vers le Sud que l'intérieur du bassin s'appuie directement sur le massif des Monts Făgăraș.

Ces zones sont:

À l'Est la zone **Praid-Sovata-Gheorghieni-Pintac,** qui se rattache au Nord à la zone de la région **Bistrița-Beclean.**

À l'Ouest la zone **Dej-Cojocna-Turda;**

Au S-O la zone **Blaj-Ocna Sibiului.**

Dans chaque zone on peut distinguer des anticlinaux diapirs en faisceaux ou relais, redressés et dirigés dans leur ensemble dans une direction générale unique et montrant tous les caractères des plis à noyau perçant.

Les zones d'anticlinaux aigus correspondent, en général, à des dislocations profondes du soubassement du bassin.

Deux, parmi ces zones de plissement, sont parfaitement parallèles: la zone du S-O, **Blaj-Ocna Sibiului,** et celle du N-O et E, la zone de **Praid-Sovata-Gheorghieni-Pintac,** zones importantes par leur situation, par leur extension ou par leur largeur.

En réalité la direction N.O-S.E des dislocations de ces deux zones correspond à la direction générale du système de fractures qui se superposent dans les massifs anciens encadrant le bassin. Le massif des Monts Apuseni est coupé nettement, vers le N-E, par la grande ligne de dislocation **Turda-Huedin,** qui se prolonge jusqu'à la Dépression Pannonique. Parallèlement on trouve la ligne de bordure des M u n ț i i C i b i n u l u i entièrement cristallins, de S e b e ș u l S ă s e s c jusqu'à T u r n u l - R o ș u.

Cette structure se reflète dans le système de fractures qui limitent vers le Sud le jeune bassin d'effondrement de Brașov.

D'après l'état de nos connaissances actuelles, les zones de plissement de **Dej-Cojocna-Turda** et **Beclean-Bistrița,** ne paraissent pas faire part d'un système général de fractures. Elles ont probablement un caractère purement local correspondant à des marches d'affaissement du bassin trè jeune.

Dans le cadre de ces zones plissées, sont pris les sédiments néogènes de la cuvette du bassin. Ces couches sont légèrement disloquées en grands brachyanticlinaux, dômes, d'apparence indépendants, diposés en chapelets ou complètement isolés en relais ou non, entourés de synclinaux, en cuvettes rondes ou elliptiques, grands en général.

Ces dômes forment deux traînées principales, l'une occidentale et l'autre orientale, séparées par un très large synclinal, **le synclinal de Dumbrăveni.**

L'étude détaillée de quelques-uns de ces dômes montre qu'on peut facilement discerner une certaine asymétrie dans leur structure, quoique leurs flancs soient très peu inclinés.

En outre, leurs axes sont parfois orientés transversalement à la direction générale de plissement.

Vers le Sud, vers les Monts Făgăraş et les Monts Perşani, les plis de la cuvette, légèrement refoulés par la masse de ces montagnes, s'aplatissent en montant vers le cadre de la cuvette auquel ils paraissent être suspendus et soustraits ainsi à l'influence des forces plissantes.

Les plis de **la zone Blaj-Ocna Sibiului** et en particulier leurs noyaux, sont déversés vers le S-O, c'est-à-dire vers les bords du bassin, phénomène qui doit être mis probablement sur le compte d'une poussée en profondeur, pas trop grande —une sous-poussée— venant du S-O et produite par le mouvement du soubassement ancien supportant la bordure non disloquée du bassin.

Ce mouvement a eu sa répercussion dans les plissements de la cuvette et se manifeste surtout à l'extrémité orientale, donc opposée, de la cuvette, où la marche des ondes, dont la propagation se faisait du S-O vers le N-E, a été arrêtée par la barrière de la

masse andésitique Hârghita-Călimani. L'effet de cet arrêt a été le refoulement du Pliocène avec sa couverture d'agglomérats et tufs éruptifs dans ce grand bombement qui court parallèlement au massif éruptif et qui se traduit par une inclinaison générale vers l'E-N-E dont il a été déjà question.

Le plissement du Néogène de la cuvette est donc dû au fait, que toute cette masse énorme de sédiments se trouva prise entre les mâchoires des deux systèmes de fractures dirigés N-O—S-E.

En ce qui concerne l'époque à laquelle se sont produits les mouvements dans le bassin, il paraît qu'on doit distinguer deux phases principales. La première phase de plissement a eu lieu avant la sédimentation des agglomérats et tufs éruptifs. C'est à cette époque que devait s'arrêter l'affaissement de la dépression et qu'ont pris naissance les plissements intensifs avec les plis diapirs bordant la cuvette. Mais cette phase tectonique a été précédée, au temps du Pliocène, d'un mouvement de balancement du bassin dont l'affaissement s'est accentué principalement dans ses parties S et S-E, où les couches Pliocènes gagnent une épaisseur considérable.

C'est à une seconde phase de plissement que nous devons attribuer le plissement en dômes dans la cuvette et le refoulement du Pliocène le long du massif éruptif.

La première phase correspond en général au soulèvement des Subcarpates vers la fin du Pliocène, la seconde phase aux plissements post-pliocènes qui ont imprimé aux pays carpatiques et aux dépressions qui les entourent ou qui s'y trouvent englobés, leurs caractères morphologiques généraux actuels.

Les mesures isostatiques faites par le Baron DE EÖTVÖS dans la Cuvette Transylvaine à l'aide de la

balance de torsion, jettent une lumière très intéressante sur la structure en profondeur de cette cuvette. Il semblerait que toute la masse de sédiments tertiaires ne soit pas disloquée en profondeur.

Si DE EÖTVÖS n'a pas pu constater de dislocations profondes dans le centre du bassin où domine le type du dôme, au contraire, dans la zone des plis diapirs, par exemple, à Uioara, des dislocations en profondeur ont pu être facilement déterminées.

IV. LES GISEMENTS DE GAZ

Les dégagements de gaz de Basna sont mentionnés pour la première fois en 1672.

Depuis on a découvert, cité et décrit des sables et des eaux salées dans de nombreuses localités.

En 1889, OEBBEKE et BLANKENHORN supposent que ces dégagements sont liés à des anticlinaux et en 1906 O. PHLEPS, constate la présence d'anticlinaux à Basna, Saroș et Copșa-Mică.

En 1908, il se produisait à Sărmășel une violente éruption de gaz dans la sonde No. III, forée par l'État hongrois, dans le but de trouver des sels potassiques.

Sous la direction de HUGO DE BOECKH, on a commencé des recherches méthodiques qui ont démontré la présence d'anticlinaux dirigés du N-O au S-E, serrés et aigus près des bords du bassin, distancés et peu accentués dans l'intérieur du bassin. On a cru constater la présence de 36 dômes ,dont une partie a été explorée par 54 forages. S. MILLER et G. CLAPP ont évalué la surface productive de ces 36 dômes à 515,5 km², renfermant plus de 700 milliards de mètres cubes de gaz.

* * *

Un examen attentif des sédiments néogènes du Bassin Transylvain, montre qu'on rencontre dans le Méditerranéen supérieur, très souvent de faibles dégagements de gaz et cela même, dans les zones à plis diapirs; mais on n'y a pas encore découvert des gisements exploitables.

Le gaz des champs actuellement en exploitation provient exclusivement du complexe de couches sarmatiennes, comprises entre le tuf de Giriș et le tuf de Sărmășel, auxquels d'ailleurs paraissent être restreintes également les eaux de gisement fossiles, salées, iodifères et bromifères. Ce complexe de couches constitue donc la **Formation à gaz** du bassin.

Le gisement se trouve dans un complexe de couches de marnes argileuses et sableuses à intercalations de sables, en général marneux, développées sur de grandes étendues, et soulevées en dômes larges mais peu accentués, légèrement asymétriques et d'apparence à peine inclinés vers l'Ouest, au moins dans le groupe occidental des dômes.

Une zone synclinale de protection, très large, enveloppe et isole l'ensemble des dômes, déterminant par sa présence les conditions de conservation de ces gisements. Il est évident que dans la région marginale du bassin où les plissements sont intensifs, ces conditions ne peuvent pas être satisfaites.

Le manque de couches sableuses dans le complexe marno-argileux du II-ème Méditerranéen qui forme le mur du Sarmatien gazifère, exclut *a priori* la possibilité d'accumulation des gaz.

Des recherches faites dans les dernières années il résulte que:

La région des gisements de gaz, se trouvant dans un bon état de conservation et donc productive est

restreinte à la cuvette — la partie intérieure du Bassin Transylvain — et notamment aux voûtes anticlinales comprises dans l'aire de protection du synclinal cité plus haut.

La formation à gaz est comprise dans le complexe de couches ayant le tuf de Giriş à la base et le tuf de Sărmăşel au toit.

Le gaz est associé à des eaux de gisement salées iodifères qui sont des eaux fossiles.

La plus grande pression mesurée a été de 42 atmosphères au champ de Saroș. Il semble qu'on puisse distinguer à Sărmășel quatre horizons de gaz séparés par des couches marno-argileuses.

On exploite actuellement les champs de S a r- m ă ș e l, S a r o ș et B a s n a. Les dômes de Z ă u l d e C â m p i e et C o p ş a M i c ă sont reconnus comme exploitables et constituent les réserves actuelles visibles.

Trois conduites principales, d'une longueur totale de 92 Km, transportent le gaz des sources de production aux centres de consommation: les villes de T u r d a, D i c i o - S â n - M a r t i n et M e d i a ș; une quatrième conduite, longue de 40 Km., est en voie de construction pour T â r g u-M u r e ș.

Les conduites existantes fournissent journellement un débit total d'environ 1.400.000 m³ de gaz.

Le gaz naturel de Transylvanie contient 97 à 99 % de gaz méthane, ce qui lui confère une grande valeur comme combustible; on y a pu déterminer une certaine quantité d'hélium.

Les principaux centres de consommation, dans leur ordre d'importance, sont: Turda et ses environs, Dicio-Sân-Martin, Mediaș et Ocna Mureșului, qui utilisent approximativement 98, 3 % de la production totale.

La quantité totale de gaz débité de 1919 jusqu'à 1926 inclusivement par les sondes d'exploitation des champs mentionnés plus haut, atteint à peu près 16 milliards de mètres cubes.

En ce qui concerne la consommation, il faut observer qu'elle vient de passer de 5,8% en 1919 à 30%, en 1926, du débit total, proportion qui peut être considérée très satisfaisante actuellement au point de vue de la technique.

APERÇU GÉOLOGIQUE
SUR
LES CARPATES ORIENTALES

PAR
G. MACOVEI

Les recherches de détail sur la Géologie des Carpates, du moins en Roumanie, n'ont pas été poussées assez loin pour nous permettre une synthèse définitive de ces montagnes. Il y a encore bien de lacunes à combler, bien de questions à résoudre avant d'assumer une pareille tâche.

Toutefois, les résultats des études entreprises dans les derniers temps, surtout après la guerre, tant en Roumanie qu'en Pologne, sont, sans doute, de nature à nous donner une idée assez juste et assez claire des principales phases de l'évolution géologique de cette chaîne de montagnes, et de nous permettre en même temps de fixer avec beaucoup plus de raison qu'on ne l'a fait jusqu'ici, les traits principaux de son architecture.

Il est vrai qu'à l'exemple de UHLIG, toute une série de géologues, et des plus éminents, ont essayé d'émettre des vues d'ensemble, à caractère de synthèse, sur les Carpates. Mais, excepté le tronçon occidental, dont la Géologie a toujours été mieux connue, les essais concernant le reste de l'arc carpathique se sont habituellement basés sur une

connaissance incomplète, sinon fausse, des faits. Dans ces conditions on était forcé fréquement de suppléer le manque de données par des hypothèses, plus ingénieuses les unes que les autres, issues d'une imagination, presque toujours et uniquement influencée par les résultats séduisants de la géologie des Alpes.

Mais ce n'est pas de ces oeuvres que nous désirons nous occuper. Ce que nous voulons faire, c'est un bref exposé de l'état actuel de nos connaissances sur la géologie des Carpates Orientales, exposé qui, hors de son rôle d'information, servira en même temps de guide indicateur pour une étude plus approfondie des problèmes concernant ces montagnes. Nous nous sommes préoccupés uniquement, pour atteindre ce but,de donner la priorité aux faits, sans les envelopper d'encombrantes discussions, afin que les conclusions découlent sans nulle contrainte de la coordination et de l'enchaînement logique de ces faits.

L'INDIVIDUALITÉ DES CARPATES ORIENTALES

Puisque nous nous sommes proposé de nous occuper de la géologie de cette partie de la chaîne carpatique, nous croyons qu'il serait nécessaire de nous entendre dès le commencement, et de près, sur l'objet de notre étude, c'est-à-dire de préciser ce que nous devons comprendre par les Carpates Orientales et jusqu'où il faut étendre leurs limites.

Lorsqu'on jette un coup d'oeil sur une carte des Carpates, le premier fait qui retient l'attention, c'est l'alignement NO-SE du tronçon de cette chaîne compris entre la région de R z e c z o w en Galicie

et le point de courbure brusque de la Munténie orientale.

En effet, à partir de Vienne les Carpates décrivent jusqu'à la région de Rzeczow, un arc régulier, passant graduellement de la direction NE à celle de OE. De cette dernière région jusqu'en Bucovine la chaîne devient rigoureusement rectiligne, gardant strictement la direction SE. En passant en Moldovie elle subit une très faible inflexion qui l'amène à la direction SSE, qu'elle garde ensuite jusqu'à la région de brusque courbure du district de Râmnicu-Sărat, dans la Munténie orientale. Là elle passe à la direction E-O. De sorte que la chaîne carpatique comprise entre son point le plus septentrional en Galicie, et l'extrême sud-orientale de Munténie, nous apparaît sous forme d'une arc à large ouverture, dont le rayon de courbure dépasse considérablement ceux des tronçons qui constituent, d'une part les Carpates Occidentales et de l'autre, les Carpates Méridionales.

Il faut donc retenir que le tronçon compris entre la Galicie du Nord et la Munténie orientale contraste par son allure avec ces deux autres.

Nous aurons l'occasion de voir au cours de cet exposé qu'à cette particularité d'ordre orographique correspondent des caractères géologiques qui lui sont propres et qu'on ne retrouve ni dans les Carpates Occidentales ni dans les Carpates Méridionales.

* * *

L'énoncé que nous venons de faire engage à un bref exposé préliminaire sur les traits géologiques des Carpates Orientales dans le but de préciser leur individualité.

Depuis bien longtemps on a montré que le zone du Flysch, qui constitue, comme on le sait, presque entièrement les Carpates Orientales roumaines et polonaises, prend fin dans la Munténie immédiatement au Sud du massif cristallin de la Leaota. À l'Ouest de ce massif on a àfaire à une toute autre unité stratigraphique et tectonique, complètement différente de celle qui longe son flanc oriental.

Ce sont les Carpates Méridionales qui passant vers l'Ouest en Olténie, se recourbent et aboutissent au Danube.

Nous sortirions de notre sujet si nous nous arrêtions ici aux différences entre ce dernier tronçon carpatique et la chaîne qui nous préoccupe. Elles sont d'ailleurs assez bien connues. On sait qu'elles tiennent à des particularités d'ordre stratigraphique, d'ordre tectonique, à des différences d'âge des plissements, etc. D'ailleurs on n'a qu'à jeter un coup d'oeil sur une carte géologique pour se rendre immédiatement compte de leur haute valeur.

Les zones stratigraphiques et tectoniques qui constituent les Carpates de la Moldavie, de la Bucovine et de la Galicie orientale, s'étendent jusqu'à la région de la vallée de la Wisloka, où elles s'arrêtent.

D'un côté et de l'autre de cette région on a constaté des changements nets de faciès, intéressant tous les termes stratigraphiques de la zone du Flysch. Les géologues polonais, et spécialement NOWAK [1]), ont

[1]) I. NOWAK. Le pétrole des Carpathes polonaises au point de vue de la géologie régionale. Trav. Géographiques E. Roemer, VI, 1922.

I. NOWAK. Remarques générales sur la tectonique et le pétrole des formations du Flysch des Carpathes polonaises. Congrès Géologique International, XIII Session, Bruxelles, 1922.

W. LOZINSKI. Die geologischen Bedingungen und die Prognose des karpathischen Erdölvorkommens in Polen. Zeitschrift

mis en évidence et ont insisté plusieurs fois sur ces changements de faciès.

Pour le moment nous n'aurons pas à nous y arrêter; nous consignons seulement le fait.

Nous tâcherons pourtant d'attirer l'attention sur l'analogie que présente au même sujet la Munténie orientale. En effet on constate également que les termes du Crétacé et du Paléogène changent de faciès à partir de la région de la vallée de la Prahova vers l'Ouest.

L'analogie entre ces deux régions est encore plus évidente si nous comparons les caractères tectoniques du bord de la zone du Flysch des deux régions.

Dans la Munténie orientale, la limite extérieure de la zone du Flysch décrit, au Sud de la rivière Zăbala, une sorte de talon, dû au débordement des plis paléogènes sur la zone néogène. À partir de ce talon, vers l'Ouest, nous assistons à un détachement, successif des plis de la zone marginale du Flysch, qui abandonnent cette zone et vont se perdre dans la zone néogène. De sorte qu'à un certain endroit toute la zone paléogène s'est complètement détachée de la zone du Flysch et ses affleurements se sont dispersés dans la zone miocène qui prend contact directement avec le Crétacé inférieur.

Le bord du Flysch en Galicie, entre le San et la Vistule, se présente exactement dans les mêmes conditions. Au Nord-Ouest de Przemisl la limite du Flysch décrit un talon rappelant de tous les points de vue celui de la vallée de Zăbala,

---

des Oberschlesischen Berg und Hüttenmannischen Vereins, 1925.

avec la seule différence que ce dernier est beaucoup plus petit [1]).

À partir de R z e c z o w vers l'Ouest les plis du Flysch disparaissent successivement sous la zone miocène de la même manière qu'en Roumanie. Par surcroît, aux environs de T a r n o w, le Crétacé inférieur arrive par places au bord du Flysch.

On peut donc dire qu'une même disposition en coulisse caractérise les bordures extrêmes des Carpates Orientales du Flysch.

Il s'ensuit que les zones stratigraphiques et tectoniques des Carpates Orientales polonaises disparaissent presque complètement sous la zone miocène à l'Est de la vallée de D u n a j e c. D'ailleurs, même UHLIG réduisait sensiblement de largeur sa zone subbeskide à l'Ouest de cette vallée jusqu'à un endroit, à partir duquel tout le Flysch est constitué à peu près exclusivement par sa zone beskide.

Un autre trait caractéristique et propre à notre tronçon carpatique consiste dans le fait que seulement le long de cette chaîne la zone miocène présente un large développement. Elle peut être suivie comme telle à partir de la vallée de la V i s t u l e jusqu'au point de forte courbure de la Munténie. Au delà de ces endroits elle n'est plus la même; à l'Ouest de la V i s t u l e elle se rétrécit brusquement et à l'autre extrémité, dans la Munténie orientale, ses affleurements se dispersent dans la zone des plis diapirs.

Voilà, donc, toute une série de considérations d'ordre morphologique, stratigraphique et tectonique

---

[1]) Ce n'est pas, certainement, par simple hasard, que les cours du R â m n i c u - S ă r a t et du B u z ă u convergent en face du talon de Zăbala vers le cours du S i r e t, de la même manière que le cours du S a n va vers celui de la V i s t u l e en face du talon de Przemisl.

que nous n'avons fait qu'énoncer, mais qui mettent en évidence d'une manière assez claire l'individualité du tronçon de la chaîne carpatique compris entre la région de la W i s l o k a en Galicie et celle de la L e a o t a en Roumanie.

C'est ce tronçon que nous appelerons les Carpates Orientales.

APERÇU GÉOLOGIQUE

Les Carpates Orientales, telles que nous les avons limitées, sont constituées au point de vue géologique par trois unités principales, qui forment trois zones allongées dans la direction de la chaîne. Ce sont: **la zone cristallino-mésozoïque, la zone du Flysch et la zone néogène.** Elles se succèdent en sens transversal de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne, en lui imprimant ce caractère d'asymétrie remarqué, il y a déjà longtemps, par UHLIG.

Chacune de ces zones presente des caractères stratigraphiques et tectoniques propres qui la différencie nettement d'une autre.

Nous nous proposons de passer rapidement en revue les caractères de chaque zone, tels qu'ils ressortent des connaissances nouvellement acquises.

I. LA ZONE CRISTALLINO-MÉSOZOÏQUE

On sait que cette zone, par opposition aux deux autres, ne s'étend pas sur toute la longueur des Carpates Orientales. Elle est limitée à peu près exclusivement sur le territoire roumain. Ce n'est que par son extrémité Nord-Ouest qu'elle dépasse un peu, dans la

région du Maramureș la frontière du côté de la Slovaquie.

Dans cet endroit la zone disparaît progressivement sous les formations crétacées et paléogènes, tandis que sa continuation vers le NO sur le territoire slovaque ne nous est indiquée que par des îlots de roches mésozoïques, qui constituent la traînée de Klippes qui aboutit à la zone piennine.

Vers le Sud Est et le Sud la zone cristalline s'élargit assez rapidement jusqu'à la hauteur du massif de la Rodna, où sa largeur atteint le maximum. Immédiatement après, cette largeur diminue de moitié et la zone se continue comme telle vers le Sud, jusqu'à la haute vallée de l'Olt, dans l'Est de la Transylvanie, où elle se rétrécit et disparaît.

Quoique les connaissances actuelles sur la constitution géologique de cette zone ne soient pas de beaucoup plus avancées qu' au temps où Uhlig rédigeait son «Bau und Bild der Karpathen» nous sommes cependant en possession de quelques données assez intéressantes, qui nous obligent d'émettre, quant à son caractère tectonique, une opinion différente de celle que s'était faite le même auteur en 1907 [1]) et qui est demeurée à peu près l'opinion courante jusqu'à l'heure actuelle.

Voici de quelle manière on peut résumer les données géologiques concernant la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales et quelles sont les conséquences immédiates qui en découlent.

Au premier abord, cette zone apparaît constituée par deux groupes de formations complètement différentes à tous les points de vue, représentant deux

---

[1]) V. UHLIG, Ueber die Tektonik der Karpathen, Sitzungsber. der k. Akad. d. Wissenschaften in Wien, *CXVI*, 1. 1907.

cycles nettement différenciés. Un cycle inférieur, plus ancien, représenté par la masse des schistes cristallins et un autre supérieur, plus récent, superposé au premier, renfermant des formations exclusivement mésozoïques, non métamorphisées. Les sédiments de ce dernier cycle, qui constituaient jadis une couverture continue, se présentent aujourd'hui comme des lambeaux irréguliers localisés surtout sur la bordure extérieure du Cristallin du premier cycle. Elles constituent le synclinal marginal des Carpates Orientales, «Die Ostkarpathische Randmulde», de UHLIG.

Le caractère nettement transgressif du second groupe sur le premier est évident partout où l'on peut toucher leur contact.

Le Cristallin. Tout le groupe inférieur, qui renferme des formations complètement métamorphisées, représente sans doute le Paléozoïque, sans qu'il soit pourtant possible de pouvoir reconnaître une subdivision quelconque de ce groupe, vu l'état de métamorphisme de ses formations.

Quant au degré de cristallinité qui les affecte, les dernières recherches de REINHARDT, I. ATANASIU et T. KRÄUTNER [1]), ont montré qu'on peut facilement distinguer deux séries, notamment:

Une série à métamorphisme intense, constituée en général par des roches plus ou moins massives, grano-dioritiques, parfois gneissiques, à amphibole

---

[1]) T. KRÄUTNER, Observaţiuni geologice în munţii Bistriţei şi Bârgăului. Dări de seamă şed. Inst. Geol. Rom. 1926.

T. KRÄUTNER, Geologia regiunii din cursul superior al Bistriţei aurii, Văii Tibăului şi Cârlibabei, Ibid. 1927.

M. REINHARDT und I. ATANASIU, Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ost-Karpathen, An. Inst. Geol. Rom., XII, 1927.

et biotite, ensuite par des schistes à biotite et à amphibole et par des amphibolites et des micaschistes à muscovite et à grenats. Les roches de cette série sont disposées d'habitude sous forme de massifs, qui apparaissent à la surface avec des contours plus ou moins elliptiques, allongés suivant la direction générale de la zone cristalline.

Une seconde série, moins métamorphisée, dans laquelle les schistes chloriteux et sériciteux dominent. Vers sa base on constate des passages graduels à des gneiss chloriteux, tandis que vers la partie supérieure on observe une transition analogue à des phyllites noirs graphiteux, associés à des quartzites noirs et à des bancs de calcaires cristallins.

Au niveau des phyllites graphiteux ou constate des intercalations de roches porphyrogènes.

Cette seconde série renferme, d'après J. ATANASIU, comme dans les mailles d'un réseau les apparitions de la première série à métamorphisme intense.

Des filons de diabase, de diabase-porphyrites, de camptonites et de monchiquites, sont assez fréquents, surtout dans la seconde série.

C'est cette même série qui est percée par le célèbre massif de Syénite néphélinique de Ditrău.

On ne connait pas jusqu'à présent d'une manière précise l'âge de ce massif. Suivant REINHARD[1]), non seulement il ne serait pas du même âge que les massifs granitiques des Carpates Méridionales et les massifs de la série inférieure de notre zone cristalline, mais il serait encore plus jeune que la Crétacé. D'après cet auteur cette syénite représenterait la roche

[1]) M. REINHARD, Âge de l'intrusion du syénite néphélinique de Ditro, C. R. d. Séances Inst. Géol. Roum. II, 1911.

de profondeur correspondant aux roches d'épanchement qui ont constitué les massifs andésitiques des Carpates Orientales. Donc, son intrusion ne doit pas être mise en relations avec les plissements crétacés.

On a prétendu que les calcaires cristallins de la série chloritique, seraient d'âge triasique [1]).

L'étroite dépendance stratigraphique et tectonique de ces calcaires à l'horizon des quartzites noirs, état de choses qu'on peut facilement reconnaître tout le long de la zone cristalline, et ensuite la disposition trangressive des calcaires triasiques sur ces mêmes calcaires et quartzites, nous font réfuter cette opinion.

Au point de vue tectonique on remarque la disposition suivante:

La série phylliteuse du Cristallin est disposée en plis irréguliers, marquant d'habitude des angles d' inclinaison assez faibles, surtout dans la partie centrale et occidentale de la zone. Bien entendu, les dérangements de détail, tels que plis serrés, plis failles, fractures, etc., ne manquent pas. Ce qui est à remarquer c'est que tous les plis du Cristallin sont en général déjetés vers l'Ouest. Dans les régions où sont cantonnées les apparitions des massifs de la série inférieure, tels que gneiss, roches grano-dioritiques, etc., les plis apparaissent toujours fortement redressés.

D'après J. ATANASIU, dans la région de Tulgheș, qui est jusqu'ici la mieux étudiée de toute la zone

[1]) M. PALFI, Über die geologischen u. hydrologischen Verhältnisse von Borszekfürdö u. Gyergyobelbor. Földt. Közl. XXXV, 1905.

R. v. MOGILNICKI, Manganerzlagerstätten der südlichen Bukowina. Berg.-und Hüttenmänn. Jahrb. 1917.

cristalline, les massifs de cette série à métamorphisme intense affectent une disposition en champignon. On ne saurait donner une interprétation en nappes à la zone cristalline, comme on serait tenté de le faire à première vue d'après le mode de présentation de ces massifs, parce qu'au contact de ces deux séries on n'a jamais trouvé le moindre indice dans ce sens. Cette forme de gisement serait due, d'après ATANASIU, à un faible replissement de toute la masse cristalline après la mise en place de ces massifs.

Toujours d'après cet auteur, il y a lieu de distinguer deux moments importants dans l'histoire de la formation de ce Cristallin: Un premier moment, celui où a eu lieu un métamorphisme régional de tout un paquet de roches sédimentaires, qui constituent actuellement la série supérieure, et un autre postérieur, coïncidant avec la mise en place des massifs de profondeur grano-dioritiques, qui représentent aujourd'hui avec leur auréole de contact, ce qu'on a séparé comme série inférieure. Ce dernier événement a eu lieu postérieurement; la preuve nous en est fournie par la présence des minéraux de néoformation dans la série phylliteuse, tels que biotite, grenats, etc.

Ce dernier phénomène, avec le soulèvement en masse de toute la zone, a eu lieu sans doute au temps des plissements hercyniens, sans qu'on puisse préciser son âge d'une manière plus proche. Tout ce qu'on peut dire, c'est qu'à la fin du Permien, la région, modelée déjà par les agents extérieurs, était prête à recevoir les eaux de Trias.

Le Mésozoïque. Le groupe supérieur est constitué par des formations non métamorphisées appartenant exclusivement au Trias et au Jurassique.

Les dépôts du Trias débutent par un conglomérat de base qui passe ensuite à un grès quartzeux. Les éléments de ce conglomérat ont été fournis par le Cristallin qui lui sert de socle.

Cet horizon détritique, dont la puissance est variable selon les endroits, est recouvert en continuation directe par un niveau de dolomie qu'on rencontre partout où on trouve des lambeaux mésozoïques sur le Cristallin, à partir du Maramureș jusqu'à la haute vallée du Trotuș.

Les deux horizons constituent le «Verrucanoconglomerat» et le «Verrucanodolomit» de UHLIG [1]). Cet auteur considérait, en effet, ces horizons comme représentant le Permien. Il parallélisait la dolomie avec le calcaire à *Bellerophon* des Alpes, contrairement à l'opinion de HERBICH [2]), pour lequel seulement le conglomérat appartenait au Permien, tandis que la dolomie représentait le Trias.

Tout dernièrement J. ATANASIU, se livrant à une étude très détaillée de la région de Tulgheș, parvint à découvrir dans ces dolomies les restes d'une faune, suivant laquelle, elles représentent sans doute le Werfénien supérieur (Les couches de Campil). Vue la concordance et la continuité directe qu'on a toujours constaté entre l'horizon du conglomérat de base et celui de la dolomie, on est en droit de conclure, avec ATANASIU, que celui-là appartiendrait aussi au Trias, et que par suite le cycle sédimentaire de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales commencerait par le Trias et non par le Permien, ainsi qu'on l'a supposé jusqu'ici.

---

[1]) V. UHLIG, Bau und Bild der Karpathen, Wien, 1903.
[2]) F. HERBICH, Das Szeklerland, Mitt. a d. Jahr. d. k. ung. Geol. Anst. V, 1878.

En ce qui concerne la suite des dépôts qui continuent la série sédimentaire, les renseignements fournis par UHLIG et ses prédécesseurs, surtout pour la Bucovine et le Maramureș, sont à peu près les seuls dont nous disposions.

Ce n'est que tout dernièrement que l'étude de telles formations dans ces provinces a été reprise par KRÄUTNER [1]). Pour la région de Tulgheș nous avons les résultats récents de J. ATANASIU et pour celle de Hăhigmașul Mare (Nagyhagymas) ceux de E. VADÁSZ [2]).

Nous tâcherons donc de nous débrouiller dans la stratigraphie de la série mésozoïque, qui est encore assez obscure, en tenant compte des résultats des dernières recherches.

VADÁSZ mentionne, dans le Hăghimașul Mare, quelques points où il a examiné des dépôts triasiques qui recouvrent les dolomies. Il paraît que ces dépôts seraient assez différents d'un point à l'autre, en rapport avec la subdivision stratigraphique qu'ils représentent. Ainsi ils consistent, suivant les endroits, soit en calcaires brun-foncé, soit en grès micacés, d'autres fois en calcaires compacts ou sablonneux en plaquettes ou en bancs, alternant avec des schistes marneux, ou bien en grès de différentes nuances, qui passent à des calcaires en plaquettes, couronnés par des calcaires rouges et jaunes avec des concentrations siliceuses. L'horizontation précise de tous ces niveaux n'est pas encore faite, mais VADÁSZ croit que dans toutes ces apparitions isolées, il faut voir les différents repré-

[1]) T. KRÄUTNER, Geologia regiunii, etc.

[2]) E. VADÁZS, Geologische Beobachtungen im Persanyer Gebirge und Nagy Hagymas. Jahresber. d. k. ung. geol. RA., 1915.

sentants de toute la série du Trias jusqu'au Carnien.

Le fait que tous ces dépôts n'apparaissent pas dans une suite continue est mis sur le compte des mouvements tectoniques de détail, qui ont fragmenté et dispersé le manteau unitaire des sédiments triasiques.

Dans la région de Tulgheș, J. ATANASIU n'a trouvé aucun représentant du Triasique au-dessus des dolomies. Ce n'est que dans un seul endroit qu'il a rencontré un lambeau de calcaire blanc, qu'il incline à considérer comme Rhétien.

En Bucovine on trouve partout à la base de la série mésozoïque le conglomérat et les dolomies werféniens, dont nous avons déjà parlé. Mais UHLIG affirme, qu'au-dessus de ces dolomies vient toujours un puissant niveau de couches siliceuses, de jaspe (Jaspisschichten) qui représenterait le Trias inférieur et moyen, et il le fait représenter comme tel dans toutes ces coupes. Dans certains cas, par exemple dans la région de Câmpulung, il lui attribue une épaisseur tout à fait exagérée. En même temps il mentionne la présence des blocs et de Klippes de calcaires triasiques et de calcaires de Hallstatt, qu'on trouve parsemés, avec des blocs jurassiques, sur les pentes et sur les talwegs des vallées descendant du massif du Rarău.

Une excursion de reconnaissance que nous avons faite dans ces parages, J. ATANASIU et moi, nous a fait voir que le complexe des «Jaspisschichten» de UHLIG, représente en réalité le Crétacé inférieur et spécialement l'Aptien. Dans cette série nous avons rencontré *Orbitolina lenticularis*, BLUM. C'est une couverture de dépôts du Flysch qui s'étend en transgression sur la zone cristallino-mésozoïque. Par endroits, cette couverture est percée par des anticlinaux

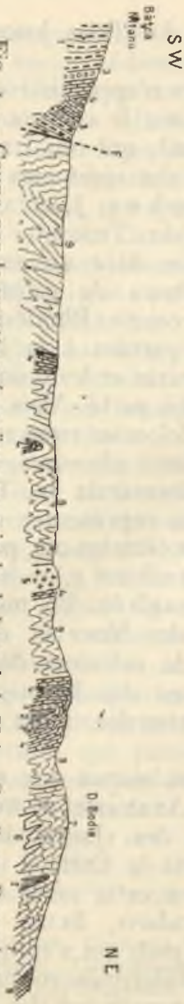


Fig. 1. — Coupe par la cuvette mésozoïque marginale de long de la Valea Seacă en Bucovine (D'après G. Macovei et I. Atanasiu). Echelle 1 : 50.000.
1. Gneiss. — 2. Schistes cristallins Gr. II. — Trias : 3. Grès et conglomérats. — 4. Calc. dolomitiques. — Mélaphyre amigdaloïde. — Jura : 6. Couches à Am. Acanthicus. — Crétacé : 7. Schistes calcaires (Valang. et Hauteriv). — 8. Schistes noirs (Couches de Audia, Barrémien). — 9. Marnes et grès (Aptien).

de soubassement, le long desquels affleurent, soit le Cristallin, soit le conglomérat et la dolomie werféniens, soit enfin des représentants des différents termes du Trias et du Jurassique (fig. 1). Voilà pourquoi nous ne trouvons jamais une coupe avec la succession continue du Mésozoïque; et la présence de tous ces termes se fait connaître seulement par les blocs isolés apparaissant dans les conditions que nous venons de mentionner.

Plus au Nord, à Pârâul Cailor, localité connue par son gisement de fossiles triasiques, la dolomie werfénienne est recouverte par des calcaires blanchâtres et rougeâtres, a faciès de Hallstatt, qui correspondent au Trias moyen et supérieur. Ces calcaires ont fourni des faunes assez nombreuses caractérisant ces deux séries. Il est vrai qu'ici on rencontre aussi des jaspes; mais ces roches ont une position bien

supérieure à la série triasique et, comme nous le verrons ensuite, elles appartiennent indubitablement au Jurassique.

Enfin, plus au Nord encore, dans le Maramureș, d'après V. HAUER et ZAPALOWICZ, ces dolomies supportent directement, soit des schistes et des grès, soit des calcaires, représentant la partie moyenne et supérieure du Trias. Dans le N-O de la Bucovine H. VETTERS [1]) mentionne des jaspes au-dessus des dolomies. C'est pourquoi nous nous demandons, si ce sont vraiment des jaspes, ou bien des schistes, dont UHLIG a fait par méprise ses Jaspisschichten? Dans le premier cas nous aurions du Jurassique sur le werfénien, tout comme dans la région de T u l g h e ș, dans le second, du Trias moyen schisteux.

La série des formations jurassiques n'est ni mieux développée ni mieux conservée que ne l'est celle du Trias.

Il existe seulement des points plus ou moins isolés où ces formations affleurent et où on est arrivé à reconnaître les caractères de la série, sans avoir pu suivre la liaison et la solution de continuité des sédiments entre ces différents points.

UHLIG nous a donné une image des caractères des dépôts jurassiques. Elle a été ensuite complétée et remaniée par places, grâce aux recherches des mêmes auteurs qui ont étudié le Trias de la même zone. De sorte que les connaissances actuelles sur les formations jurassiques peuvent être résumées de la manière suivante:

Dans le H ă g h i m a ș u l M a r e, VADASZ affirme que le Lias n'est représenté que par son étage inférieur,

[1]) Dr. H. VETTERS, Über das nordwestliche Ende der bukowinischen Randmulde. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. IV, 1905.

constitué par des argiles rouges, qui ont fourni une assez nombreuse faune de Céphalopodes. C'est le faciès d'Adneth.

Ces argiles n'ont été reconnues jusqu'ici que dans quelques endroits, où elles sont réduites à des lambeaux assez limités. Une lacune stratigraphique correspond aux deux autres étages du Lias, de sorte que la série des dépôts se continue directement par le Dogger.

Celui-ci débute par des grès calcaires, gris-beuâtre, parfois rougeâtres et ferrugineux, qui s'appuient par places en légère discordance sur les dolomies werféniennes. Ces grès passent ensuite à des calcaires oolithiques, représentant les équivalents des Couches de Klaus.

Le fait le plus intéressant relaté par VADÁSZ, c'est la découverte à Piatra Tâlharului (Gyilkos-kö) d'un puissant paquet de radiolarites rouges et vertes, qui s'intercalent entre ces calcaires oolithiques et les couches à *Asp. acanthicum* OPP.

Ces dernières, connues depuis bien longtemps, sont développées sous forme de calcaires sableux, noduleux, gris-verdâtre ou rougeâtres, qui contiennent une très riche faune [1]). À leur partie supérieure elles passent à des grès marneux, poreux, qui supportent à leur tour des calcaires rougeâtres et ensuite blancs, lesquels représentent le Tithonique. Presque tous les auteurs qui se sont occupés de cette région sont d'accord à supposer que la partie supérieure de ces

---

[1]) M. NEUMAYER, Die Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum in Nagy-Hagymas Gebirge in Siebenbürgen. Ver. d. k. k. geol. K. A., 1871.

E. JEKELIUS, Die mittlere u. obere Jura im Gebiet der Hagimaşul Mare in Siebenbürgen. Bull. Sc. Ac. Rom. VII, 1921.

masses de calcaires appartiendrait déjà au Crétacé inférieur.

C'est par ces calcaires que sont constituées les parois et les falaises abruptes et blanches, qu'on voit de loin dans le Hăghimașul Mare, et c'est également dans leur masse que sont taillées les magnifiques gorges du Bicaz.

Depuis lors, nous connaissons des radiolarites pareilles à celles décrites par VADÁSZ dans bien d'autres endroits de la zone cristallino-mésozoïque. Ce sont ces radiolarites qui ont été considérées par UHLIG, faute d'observations suffisantes quant à leur position stratigraphique exacte, comme représentant le Trias inférieur et moyen. C'est justement à cause de cette confusion que UHLIG est arrivé à la conception tectonique qu'il s'est faite de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales.

Plus au Sud, dans la région de Brașov et des monts Perşani, où réapparaît la même zone mésozoïque, on rencontre également des radiolarites entre les couches terminales du Dogger et les couches à *Asp. acanthicum*, toujours en étroite liaison avec ces dernières. De sorte qu'il n'y a pas à douter de leur position exacte.

Dans la région de Tulgheș, où le Mésozoïque a été beaucoup plus démantelé, I. ATANASIU a constaté les faits suivants:

Le Lias paraît manquer complètement. Les calcaires blancs que cet auteur a rencontrés à Bâtca-Arsurilor, représenteraient le Rhétien.

Le Dogger est semblable en tout à celui du Hăghimașul-Mare. Il s'appuie par ses calcaires bruns-ferrugineux et gréseux toujours sur les dolomies werféniennes et supporte à son tour l'horizon à

radiolarites, qui passe ensuite aux couches à *Aspidoceras acanthicum*.

Le Tithonique n'a pas été constaté, du moins avec le développement connu dans le Hăghimașul-Mare. Il paraît qu'il a été enlevé par l'érosion antéaptienne, beaucoup plus active dans ces parages. Cependant ATANASIU a rencontré par places quelques calcaires blancs fossilifères recouverts directement par les marnes aptiennes, dont il n'exclut pas l'âge tithonique.

En Bucovine, nous en sommes toujours aux uniques références de UHLIG. Cet auteur fait mention d'un seul affleurement du Rhétien aux environs de Câmpulung. Il cite (Valea Seacă) les calcaires roux d'Adneth du Lias inférieur. Ensuite il nous renseigne sur trois pointements du Dogger qui apparaît sous un faciès de schistes foncés, micacés et conglomératiques.

Quand au Malm, les relations qu' UHLIG nous donne sont assez confuses. Ainsi, les calcaires qu'il fait figurer dans ses coupes reposant directement sur ses Jaspisschichten, et qui sont de fait des calcaires à *Caprotines* aptiennes, sont considérés par lui comme tithoniques-néocomiens. Ensuite il considère du même âge les schistes, les grès et les marnes rougeâtres à *Aptychus imbricatus*, v. MEYER, bien découvertes à Pojorâta, et alors il conclut que le Tithonique apparaîtrait ici sous deux faciès différents.

En réalité nous devons considérer cette région semblable à tous points de vue à celles de Tulgheș, où l'érosion est arrivée à peu près au même niveau. Tout comme à Tulgheș, le Tithonique a été complètement enlevé par cette érosion et le terme le plus supérieur de la série du Malm, qui s'est conservé, serait représenté par les schistes, les grès et

les marnes rouges à *Aptychus imbricatus*, v. MEYER. Nous sommes inclinés à paralléliser ce terme avec les couches à *Asp. acanthicum*; d'autant plus que vers sa base il semble passer à des radiolarites, ainsi que nous avons pu constater sur la V a l e a S e a c ă.

Le Jurassique de l'extrémité Nord-Ouest de la zone cristallino-mésozoïque, ainsi que celui des klippes qui marquent sa continuation par-dessous le Flysch vers la région Piennine, est encore moins bien connu. En dehors des références de ZAPALOWICZ [1]) pour le Maramureș, VETTERS et dernièrement KRÄUTNER, nous attestent la présence des radiolarites dans le NO de la Bucovine.

C'est avec les plus récentes formations jurassiques que nous considérons fini le cycle mésozoïque, dont les dépôts sont étroitement liés à la zone cristalline.

En connexion avec cette série de dépôts sédimentaires on a constaté depuis longtemps des intercalations de roches éruptives basiques, telles que, diabases, diabases-porphyrites, mélaphyres, serpentines, etc., roches qu'on trouve tout le long de la zone, à partir du Maramureș jusqu'à la haute vallée du T r o t u ș.

Nous ne pouvons pas nous arrêter aux conditions de détail de leur apparition, mais elles se présentent en connexion avec presque tous les termes de la série mésozoïque. Quelquefois elles sont associées aux radiolarites. Quant à leur âge, la seule affirmation qu'on puisse faire aujourd'hui, c'est qu'elles doivent être préaptiennes, car ATANASIU les a trouvées

[1]) H. ZAPALOWICZ, Eine geologische Skizze der östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen, Jahrb. d. k. k. geol. R. A. XXXVI, 1886.

quelquefois comme élément constitutif des conglomérats aptiens.

La plupart semblent avoir été mises en place même dans le Crétacé. Ainsi, dans le massif de H ă g h i m a ș u l M a r e, VADĂSZ fait remarquer le percement des diabases à travers les calcaires à *Caprotines*. Un fait analogue a été observé par ATANASIU dans la région de la haute vallée du B i c a z.

Nous avons déjà mentionné que la série mésozoïque, que nous venons de passer en revue très rapidement, est transgressive sur le Cristallin. Ce caractère de transgressivité ressort non seulement de la présence du conglomérat de base, par lequel débute le Mésozoïque et dont les éléments proviennent du support cristallin, mais encore de la superposition de ce Mésozoïque sur n'importe quel terme du Cristallin. Donc le Sédimentaire est tout à fait indépendant de son support.

Il est hors de doute que les dépôts mésozoïques ont constitué jadis une couverture continue à la zone cristalline. Aujourd'hui il n'en est resté que des lambeaux cantonnés surtout le long de sa bordure orientale. Ce n'est que tout à fait exceptionellement que quelques témoins se sont conservés dans l'intérieur de la zone, comme par exemple à J a c o b e n i, ou dans le V i t h a v a s au Sud de B o r s e c, beacoup plus près du bord interieur que du bord extérieur.

Nous avons également mentionné que ces lambeaux de la bordure extérieure du cristallin constituent en général un synclinal connu sous le nom de **«Synclinal marginal des Carpates Orientales»**.

La tectonique de ce synclinal et ses rapports avec le Cristallin a été entrevue de différentes manières,

selon l'état des connaissances stratigraphiques duquel on était parti.

La première interprétation en nappes a été imaginée par LIMANOWSKI [1]), idée qui lui a été sans doute suggérée par l'ouvrage de BERGERON [2]) sur la tectonique de la haute vallée de la Ialomiţa. Mais l'interprétation de LIMANOWSKI, qui partait d'une connaissance tout à fait incomplète et en même temps fausse des faits, n'a pas pu résister à l'analyse critique qu'en a fait UHLIG. Nous ne nous y arrêterons pas.

La manière de voir de ce dernier savant [3]) sur la tectonique de la zone cristallino-mésozoïque est beaucoup plus intéressante, puisqu'elle est plus en accord avec certains faits d'observation qu'on possédait à cette époque-là, ce qui fait que son opinion fait foi même aujourd'hui.

On sait que UHLIG considère toute la zone cristallino-mésozoïque composée de deux unités tectoniques superposées, constituant deux nappes, à savoir:

Une nappe inférieure, la nappe bucovinienne, formée par tout le Cristallin, le conglomérat et les dolomies permiennes (*recte* Werfénien), par les Jaspisschichten triasiques, par les schistes noirs jurassiques et par des formations sablonneuses tithoniques-néocomiennes. Cette nappe flotterait avec son Cristallin sur le Flysch néocomien, qui lui sert d'autochtone;

---

1) M. LIMANOWSKI, Coup d'oeil sur l'architecture des Carpates, en polonais. Kosmos, XXX, Lemberg 1905.

2) J. BERGERON, Observations relatives à la structure de la haute vallée de la Ialomiţa (Roumanie) et des Carpates roumaines .Bull. Soc. Géol. Fr. 4, Sér. IV, 1903.

3) V. UHLIG, Ueber die Tektonik der Karpathen, Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wissensch, in Wien, CXVI, I, 1907.

Une autre nappe supérieure, la nappe transylvaine, dont manque le Cristallin, mais qui est composée par des schistes de Werfen, du Muschelkalk, du Trias supérieur avec des calcaires de Hallstatt, ensuite par du Rhétien, du Lias, du Dogger, du Kiméridgien et des calcaires tithoniques-néocomiens à faciès coralligène.

En dehors des lacunes stratigraphiques que cet auteur signale dans la série mésozoïque, telles que celles du Lias moyen et supérieur et du Malm inférieur, il en existe encore bien d'autres dans l'arrangement tectonque imaginé par lui.

Il explique toutes ces lacunes par des laminages, qui ont été parfois tellement puissants, qu'ils ont fait disparaître presque tous les termes d'une nappe. Ainsi, en Transylvanie à partir de T u l g h e ș vers le Sud, presque tout le Mésozoïque de la nappe bucovinienne manquerait; et alors les dépôts de la nappe transylvaine à partir du Trias, ou parfois du Dogger ou même du Malm, reposeraient, soit sur la dolomie de la nappe inférieure, soit directement sur le Cristallin. On remarquera que dans ce dernier cas on se trouve amené à supposer que le prétendu laminage aurait fait disparaître tout le Mésozoïque des deux nappes, sauf le Malm de la nappe supérieure, ce qui serait au moins exagéré.

La Bucovine, au contraire, n'aurait pas subi de phénomènes de laminage. La nappe inférieure s'est conservée entièrement tandis que la nappe supérieure est représentée seulement par quelques lambeaux, épargnés par l'érosion qui a enlevé la plupart de ses dépôts.

Les nouvelles données que nous possédons sur le Mésozoïque de la zone cristalline, nous montrent que la construction tectonique de UHLIG, si attrayante

qu'elle soit dans sa conception ne peut se maintenir, puisqu'elle a été bâtie sur une confusion d'ordre stratigraphique. Cette erreur part de la fausse interprétation stratigraphique qu'il a donnée à la série sédimentaire en Bucovine et surtout dans les environs de Câmpulung.

Nous avons déjà montré quel est l'ordre de succession des couches qu'on a constatées en réalité et la vraie signification stratigraphique de chaque terme qu'on y a rencontré. Nous n'y reviendrons pas. Mais si l'on tient compte de cet état de choses, et on doit en tenir compte, on n'a ancunement besoin de recourir à l'explication tectonique en nappes. Du moment qu'on a reconnu, que les Jaspisschichten des coupes de UHLIG représentent l'Aptien, que ses calcaires tithoniques-néocomiens sont des calcaires à *Caprotines* également aptiens, ensuite que les blocs de calcaires mésozoïques sortent le long des lignes anticlinales de percement, et enfin que les vraies jaspes (radiolarites) représentent l'Oxfordien, les caractères tectoniques de toute la cuvette marginale des Carpates Orientales apparaissent tels qu'ils sont en réalité, simples et clairs.

De cette manière on n'est plus forcé d'admettre ces étranges laminages de Transylvanie sans les étendre tout le long de la zone. On n'est plus davantage contraint de considérer ces forts laminages locaux (dans le Hăghimaș) qui auraient pu faire disparaître presque tous les termes des deux nappes à la fois, alors qu'on a a faire tout simplement à une transgression.

Toutes les observations faites dernièrement nous montrent au contraire que le Mésozoïque n'y est représenté que par une seule série et que la succession des phénomènes qui ont

conduit à l'état de choses actuel se serait passée de la manière suivante:

Immédiatement après la fin du Jurassique, toute la zone cristallino-mésozoïque est légèrement plissée et exondée. Pendant la phase d'émersion qui suit, l'érosion enlève, par places, la partie supérieure du Jurassique. La région subit ensuite la transgression de l'Aptien, au temps duquel, par-dessus sa bordure externe, se déposent les marnes, les grès et les conglomérats, qui forment la couverture des Klippes, la «Klippenhüle» de UHLIG.

La cuvette mésozoïque, dont le dérangement tectonique avait commencé dès la fin du Jurassique, reste toujours sous l'influence de la même compression latérale, même après la sédimentation de l'Aptien. Les synclinaux dans lesquels s'était divisée cette cuvette (trois ou quatre, suivant les endroits), s'exagèrent pendant la transgression. Tous les termes du Mésozoïque et même le Cristallin montent vers la surface le long des crêtes anticlinales qui séparent ces synclinaux; ils subissent alors l'attaque des vagues et fournissent les matériaux des conglomérats, ou bien ils restent un peu plus bas et n'arrivent pas à percer la couverture crétacée.

Cependant l'érosion post-crétacée enlève en partie les couches supérieures de cette couverture et découvre à nouveau le fondement des aires anticlinales. De sorte que sur le trajet des ces anticlinaux apparaissent des traces de tous les termes du Mésozoïque. Et comme dans ces régions, complètement recouvertes de végétation, on ne trouve que très rarement de bonnes coupes, on a l'impression que toutes ces traces de Mésozoïque — toutes ces Klippes — flottent sur la couverture crétacée. C'est seulement quand les conglomérats aptiens sont conservés, qu'on peut

constater qu'ils recouvrent et moulent toujours ces Klippes [1]).

Si l'on suppose, ainsi que l'a fait UHLIG, que cette couverture est triasique, hypothèse qui entraîne l'admission des différences de faciès, on a tout de suite la représentation que s'est faite ce savant sur la tectonique de cette zone.

Nous aurons l'occasion de voir plus loin combien est écartée de la vérité l'autre affirmation de UHLIG, suivant laquelle la zone cristalline flotterait sur la zone du Flysch.

Les observations de détail de VADÁSZ dans le Hăghimaș, de I. ATANASIU dans la région de Tulgheș et celles de KRÄUTNER dans la Bucovine du NO, nous ont montré que la tectonique de cette zone est bien simple. D'habitude le synclinal mésozoïque est divisé en synclinaux secondaires, d'une irrégularité souvent accentuée par des failles, les plis affectant quelquefois le type d'écailles jetées les unes sur les autres (fig. 2). Le Cristallin a participé aussi à ce plissement. C'est seulement ainsi que le cristallin apparaît quelquefois sur les plans de chevauchement au contact avec des termes supérieurs de la série sédimentaire.

Un fait bien intéressant, mis en évidence par I. ATANASIU et qui résulte même des coupes de UHLIG, est que ces écailles sont d'habitude jetées vers l'Ouest. Ce fait se trouve en concordance avec ce que nous avons dit à propos de la tectonique de détail du Cristallin, à savoir que les plis de la série chloriteuse sont également poussés vers l'Ouest. Un état de choses analogue a été remarqué par JEKELIUS, dans le massif de Bucegi.

---

[1]) V. UHLIG, Bau und Bild der Karpathen, fig. 12, 13, 14 et 92.

La détermination de l'âge des dérangements tectoniques, qui ont affecté la cuvette mésozoïque, est basée comme il est logique, d'après l'âge de la transgression crétacée sur son emplacement. Or, on considérait jusqu'en ces derniers temps, que les conglomérats de la zone mésozoïque du Cristallin seraient d'âge cénomanien. Il en résultait que les mouvements tectoniques en question se seraient manifestés au plus tard au temps du Gault. C'est à cette même date qu'on a placé aussi les mouvements qui ont affecté les Carpates Méridionales.

Les résultats des recherches que nous avons entreprises dernièrement [1]) nous obli-



Fig. 2. — Coupe par la cuvette mésozoïque marginale dans la région de Tulgheş (D'après I. Atanasiu).

1. Massifs granodioritiques et leur auréole de contact. — 1a. Gneiss — 2. Schistes cristallins Gr. II. — Trias: 3. Grès et conglomérats. 4 Calc. dolomitiques. — Jura: 5. Grès calcaires (Dogger). 6. Radiolarites (Dogger-Malm). 6a. Couches à Am. Acanthicus. — Crétacé: 7. Marnes à Orbitolines (Aptien) 7a. Calcaires à Caprotines 7b. Grès et conglomérats. 8 Flysch (Marnes calcaires, Valang. et Hauteriv).

[1]) G. MACOVEI et I. ATANASIU, Structura geologică a Văii Bistriţei între Pângaraţi şi Bistricioara (jud. Neamţ). C. R. Séances Inst. Geol. Rom., VIII, 1920.

gent à faire reculer la date de ces événements tectoniques et à considérer qu'ils se sont passés ainsi que nous l'avons esquissé plus haut. Plissée et exondée au début du Néocomien, immergée pendant l'Aptien, quand les crêtes anticlinales nouvellement formées sont un peu rongées, la zone est influencée ensuite par les mouvements dont le principal théâtre sera désormais la zone du Flysch.

Pour finir avec la géologie de la zone cristallino-mésozoïque, il nous reste à mentionner qu'en dehors des dépôts de transgression du Flysch, sur lesquels nous avons déjà dit un mot, et qui couvrent sa bordure orientale, il y en a encore d'autres, placées sur sa zone interne et qui donnent à sa ligne de bord un dessin sinueux. Ce sont des formations appartenant au Crétacé supérieur et spécialement au Cénomanien, ainsi qu'au Paléogène [1]). Tous ces dépôts jouent un rôle tout à fait insignifiant dans la géologie de la zone carpatique. D'ailleurs, excepté les formations crétacées qui doivent être considérées comme le témoignage de la transgression mésocrétacée sur cette zone cristalline, restée désormais en dehors de la zone des plissements proprement dits, les dépôts paléogènes appartiennent à une toute autre individualité géologique, qui est **le Bassin Transylvain.** Ces derniers dépôts flanquent le Cristallin à partir de son extrémité NO jusqu'au bassin de la D o r n a. De là vers le Sud il est flanqué par les coulées andésitiques néogènes et leurs tufs.

---

[1]) S. ATHANASIU, Ueber die Kreide Ablagerungen bei Glodu in den Nordmoldauischen Karpathen. Verh. d. k. k. geol. R. A. 1898.

TH. KRÄUTNER, Observaţiuni geologice în munţii Bistriţei etc. Dări de seamă şed. Inst. Geol. Rom., 1926.

Il faut encore ajouter l'existence de quelques lambeaux de dépôts daciens qu'on a constaté dans la région de Borsec et de Bilbor, qui représentent le dernier terme sédimentaire plaqué sur le Cristallin [1]).

COMPARAISON AVEC LE MASSIF DE LA LEAOTA

Nous nous abstenons d'essayer une comparaison entre la zone que nous venons d'analyser avec les massifs cristallino-mésozoïques de la Tatra et la zone des Piennines. Tous les auteurs qui se sont occupés de ces régions à commencer par LUGEON, ont été d'accord pour reconnaître leur structure en nappes. Tant qu'on croyait que la même structure caractérisait les Carpates Orientales on cherchait à paralléliser telle unité tectonique de la région de la Tatra avec telle autre de notre zone cristallino-mésozoïque Cependant nous avons vu les sérieuses difficultés qu'on rencontrerait maintenant si on tentait de voir une pareille structure dans cette dernière région. Dès lors une comparaison à ce point de vue entre les deux massifs devient tout a fait difficile. Il faut d'ailleurs reconnaître qu'on ne pourrait pas encore essayer d'examiner avec succès les rapports existant entre ces deux régions, tant qu'on ne connaît pas bien la géologie des klippes qui vont de l'une à l'autre. Or, nous ne nous trouvons pas encore dans cette situation.

Tout différent se présente le cas du massif cristallin de la Leaota. L'analogie de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales avec

---

[1]) I. ATANASIU, Zăcămintele de lignit din basinul pliocenic de la Borsec. Inst. Geol. Rom. Studii Technice şi Econ., III, 3, 1924.

ce massif, y compris son Mésozoïque, qui par-dessous le Crétacé s'étend, jusque dans la région de B r a ș o v, est tellement évidente, que nous n'hésitons pas à le considérer comme la continuation directe de celui des Carpates Orientales.

Nous dépasserions, sans doute, le but que nous nous sommes proposé, si nous nous adonnions à un examen de la géologie de cette région. Tout ce que nous pouvons dire, c'est que la zone de la Leaota est constituée, au point de vue stratigraphique, par les mêmes termes développés presque toujours sous le même faciès que dans les Carpates Orientales. On reconnaît ici et encore d'un manière beaucoup plus nette, les mêmes oscillations des mers, indiquées, par exemple, par les caractères des dépôts jurassiques de ces montagnes.

Au point de vue tectonique, le Mésozoïque constitue une série normale sur son Cristallin, tout comme dans les Carpates Orientales. Les termes de cette série ont été, bien entendu, dérangés de leur position primitive. Mais, contrairement à l'opinion de BERGERON[1]) jamais ce dérangement ne présente les caractères d'un charriage.

D'autre part, le massif de la Leaota, qui même orographiquement est bien distinct de la zone cristalline des Carpates Méridionales, est séparé de celle-ci par un effondrement, qui à partir de l'Ouest de B r a ș o v se continue, dans la direction de C â m - p u l u n g en Muscel, sous forme de synclinal, jusque dans la haute vallée de la D â m b o v i ț a . Cet effondrement est rempli par des formations qui débutent avec le Jurassique dans son extrémité Sud et finissent avec le Pliocène et le Quaternaire dans la

---

[1]) Op. cit.

plaine de Brașov. Excepté son bord Ouest, où nous comptons aussi la petite chaîne de Perșani, qui par ses caractères stratigraphiques se raproche aussi de notre région, tout ce qui suit à 'Ouest, c'est-à-dire toute la zone des Carpates Méridionales, diffère de la région de la Leaota.

Enfin, nous aurons l'occasion de voir que les rapports existant entre la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales et la zone du Flysch, sont les mêmes entre cette même zone et la zone du massif de la Leaota.

Telle sont donc les considérations qui nous font croire que cette zone de la Leaota représente la continuation de la zone cristalline des Carpates Orientales. Cette dernière subit un ennoyage accompagné d'effondrements dans la haute vallée de l' Olt où, elle disparaît sous les formations crétacées de la zone du Flysch. Ce n'est qu'à partir de Brașov qu'elle ressort, pour atteindre vite son maximum de soulèvement dans la Leaota proprement dite, et pour disparaître de nouveau, cette fois définitivement, sous les dernières apparitions de la zone du Flysch.

II. LA ZONE DU FLYSCH

La plus importante unité géologique des Carpates orientales est, sans contredit, la Zone du Flysch. Adossée à la Zone Cristalline, elles se dessine comme une bande unitaire, qui s'étend d'une extrémité à l'autre de la chaîne montagneuse en la constituant presque en entier.

Sa largeur est variable. En Galicie, à l'extrémité NO des Carpates Orientales elle dépasse 100 km; c'est là précisement qu'elle atteint sa largeur maxima.

Mais dès qu'on s'approche de la frontière roumaine la zone se rétrécit graduellement, rétrécissement qui s'accentue en Bucovine pour atteindre, immédiatement au Sud de la vallée de la Moldova, à peine 25 km. Vers le Sud elle s'élargit de nouveau, peu à peu, jusqu'à la hauteur de la vallée de Râmnicu-Sărat, où elle dépasse 70 km, pour se rétrecir encore une fois et disparaître finalement à la hauteur de la vallée de la Dâmbovița.

Il faut remarquer ici que le rétrécissement de la zone du Flysch coïncide avec l'apparition de la zone cristalline. Tout juste au point où la limite orientale du Cristallin présente le maximum d'avancement vers l'Est, la zone du Flysch est réduite à la moindre largeur. De sorte que la zone cristalline empiète sur cette dernière.

Nous aurons l'occasion de voir que cet état de choses est dû à un soulèvement axial de toute la zone montagneuse et nullement à un ennoyage, ainsi qu'il résulterait de l'interprétation tectonique en nappes de la zone cristalline.

La constitution géologique de la zone du Flysch a fait de tout temps l'objet principal des recherches géologiques dans les Carpates orientales. De nombreux travaux sur les différentes régions de cette zone ont paru surtout dans ces vingt dernières années. Quoique chaque nouveau travail apportât d'importantes contributions à la connaissance de la géologie du Flysch, seules les recherches suivies et approfondies qu'on a entreprises tout dernièrement, en Roumanie et en Pologne, sont en mesure de nous révéler la vraie image géologique de la zone du Flysch.

En Roumanie, ces recherches ont été appliquées à tous les termes de la série du Flysch et à toute

l'étendue de la zone telle quelle est comprise dans les limites du pays. En Pologne, sur le territoire de laquelle il n'existe que la zone marginale du Flysch, les études sur cette zone ont été poussées très loin, de sorte que les résultats au quels on est arrivé là peuvent être considérés dans leurs grandes lignes comme définitifs. Dans les Carpates Orientales slovaques, qui représentent, au moins morphologiquement, la continuation de la zone interne du Flysch de Roumanie, les recherches sont à peine à leur début. De sorte que les conclusions géologiques sur cette partie des Carpates orientales sont une question d'avenir.

Nous exposerons très brièvement dans ce qui va suivre la constitution géologique du Flysch de Roumanie, telle qu'elle ressort des dernières investigations, et nous tâcherons de mettre d'accord les résultats obtenus au delà de la frontière roumaine avec ceux que nous avons pu relever nous-mêmes.

Le Valanginien et l'Hauterivien. Le terme le plus inférieur de la série des dépôts du Flysch est représenté par un puissant paquet de sédiments, dont l'épaisseur ne peut être précisée à cause du plissement intense qu'ils ont subi, mais qui doivent avoir certainement quelques centaines de mètres.

Au point de vue pétrographique ce terme est constitué par des marnes calcaires, très dures, très compactes et très fines, de couleur gris-foncé, disposées en plaques ou en bancs peu épais; parmi ces marnes on rencontre des intercalations de calcaires gris-cendré et des grès calcaires, disposés en bancs d'habitude plus épais (quelque fois jusqu'à 50 cm.), que ceux des marnes; parfois on y trouve aussi des schistes argileux de couleur gris-foncé ou noirâtre, dont les surfaces ont un éclat graphitique. Toutes ces roches

sont traversées par de nombreuses veines et veinules blanches de calcite, qui tranchent sur le ton foncé de la roche. L'aspect général pétrographique de cette série est assez caractéristique, pour n'être confondu avec nulle autre formation du Flysch. C'est le contenu en calcaires et le ton foncé de ses roches qui lui donnent un cachet spécial.

Dans la littérature géologique ce groupe est connu généralement soit sous le nom de **Couches de Sinaïa** [1]), soit sous celui de **Couches à Aptychus.**

Les restes organiques rencontrés dans ces couches, comme d'ailleurs dans toutes les formations du Flysch, sont très rares. On n'y a trouvé jusqu'ici que *Peregrinella Peregrina* v. BUCH, rencontrée en quantité dans la vallée du Tărlungu, près de Zizin, à l'Est de Brașov, ainsi qu'à Varghiș dans les Mts Perșani, *Haploceras Grasianum* d'ORB. mentionné par HERBICH [2]), dans la région de Mercurea Ciucului à Czik Bankfalva et *Aptychus Didayi*, COQ, rencontré par le même auteur dans le bassin de la haute vallée du Trotuș.

Les deux premières espèces étant des formes caractéristiques pour l'Hauterivien, on ne saurait douter que ces couches appartiennent au moins en partie à cet étage. Quant à la troisième, quoiqu'elle ne soit pas spéciale à l'Hauterivien, puisqu'on l'a rencontrée aussi dans d'autres séries, elle leur a valu le nom de Couches à Aptychus.

Nous n'avons, par contre, aucune indication paléontologique concernant l'existence du Valanginien.

[1]) W. TEISSEYRE, Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. Guide des exc. du III-ième Congrès International du Pétrole, Bucarest 1907.

[2]) F. HERBICH, Das Szeklerland., pag. 208.

Si, cependant, nous attribuons une partie des Couches de Sinaïa à cet étage, nous le faisons tout à fait hypothétiquement, en supposant que la série du Flysch a débuté par cet étage. D'ailleurs la présence du Berriasien à la partie supérieure de quelques calcaires tithoniques, tel que celui de Piatra Arsă, près de Sinaïa, où POPOVICI-HATZEG[1]), a rencontré *Hoplites* (*Acanthodiscus*) *Chaperi* PICT, et *Hoplites* (*Berriasella*) *Carpathicus* ZITT., paraît indiquer une solution de continuité du Berriasien à l'Hauterivien. L'existence du Valanginien dans le bassin de la Dâmbovicioara, ainsi que dans les Carpates occidentales est encore une indication que cet étage doit exister aussi dans la zone crétacée du Flysch

Le point le plus méridional d'apparition de la série des Couches de Sinaïa se trouve sur la haute vallée de Jalomița, à Petroșița. La zone d'affleurement passe de cet endroit vers le NE dans la vallée de la Prahova où on la retrouve entre Sinaïa et Comarnic, et entre Bușteni et Azuga affleurant seulement à la partie inférieure des flancs de la vallée. Le reste est constitué par les dépôts barrémiens et aptiens. C'est à l'Est de Brașov, sur la vallée du Tărlungu et à Zizin, que nous retrouvons la zone d'apparition de ces couches, coupée brusquement par le bord de la dépression de Brașov, et ensuite dans les monts de Baraolt, d'où elle se cache vers le Nord sous le manteau de projections volcaniques tertiaires.

À partir de la région de Mercurea Ciucului vers le Nord des affleurements de Couches de Sinaïa constituent une zone continue adossée

[1]) V. POPOVICI-HATZEG, Études géologiques des environs de Câmpulung et Sinaïa (Roumanie), Paris, 1898.

à la zone cristalline, dont la continuation le long de celle-ci peut être suivie jusqu'en Maramureș. Sa largeur se maintient de 4—6 km, elle peut toutefois atteindre en certains endroits jusqu'à 12 km et même davantage. Un peu plus au Sud de Ceremușul Alb leur zone d'apparition se cache sous les dépôts barrémiens. D'après les données de ZAPALOWICZ [1]), les mêmes couches réapparaissent en contact direct avec le Cristallin dans la haute vallée du Ceremușul Negru.

Plus loin vers le Nord-Ouest nous ne trouvons dans la bibliographie aucune indication de l'existence de ces couches. Il paraît qu'à partir de l'extrémité du Cristallin leur zone est enfoncée complètement pour ne plus réapparaître qu'à l'extrémité de notre chaîne, mais alors sous un autre faciès (Couches de Teschen et Couches de Grodischt).

Sur toute l'étendue de leur apparition les Couches de Sinaïa sont fortement et irrégulièrement plissées, montrant toutefois par places un pendage général vers l'Ouest. Leurs affleurements au Sud de Mercurea Ciucului disparaissent toujours sous un système marneux-gréseux que nous attribuons au Barrémien.

À partir de cette localité vers le Nord, jusqu'en Maramureș, la zone d'affleurement de ces couches n'est limitée que du côté Est par le Barrémien tandis que du côté Ouest elle touche la zone cristalline.

Les Couches de Sinaïa étant une des subdivisions du Flysch par laquelle celui-ci entre en contact avec la zone cristallino-mésozoïque, il est intéressant

[1]) H. ZAPALOWICZ, Geol. Skizze des östl. Theiles des Pokutisch-Marmaroscher Grenz. Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. XXXVI, 1886.

de considérer de plus près les rapports qui existent entre ces couches et la zone cristalline.

Dans la haute vallée de Trotuș les recherches de PREDA et ATANASIU [1]), et ensuite celles de REINHARDT et ATANASIU [2]), nous montrent qu'à leur bord Ouest les couches de Sinaïa entrent en relation avec le Cristallin et le Trias du synclinal marginal des Carpates Orientales, par lesquels elles sont légèrement chevauchées. (Fig. 3).

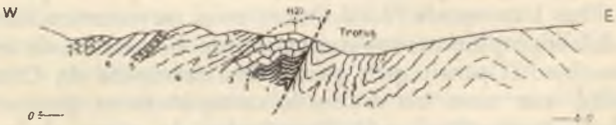


Fig. 3. Coupe le long du ruisseau Sötet, dans la haute vallée du Trotuş D'après D. Preda et I. Atanasiu. Echelle 1 : 40.000.
1. Schistes cristallins. Gr. II. de la Crête de Dămuc Trias· 2. Grès et conglomérats. 3. Calc. dolomitiques Crétacé: 4. Schistes calcaires. (Valang. et Hauteriv). 5. Conglomérats (? Barrémien) 6. Marnes (Aptien) 7. Calcaires à Caprotines.

L'apparition de ces dernières formations forme une bande très étroite, car elles sont recouvertes immédiatement par les Couches de Sinaïa. Si on descend vers le Sud on constate que le flanc externe mésozoïque s'ennoye sous les Couches de Sinaïa jusqu'à disparition complète; puis vient le tour de la zone principale cristalline qui disparaît de la même

---

[1]) D. M. PREDA et I. ATANASIU, La structure géologique de la partie supérieure de la vallée du Trotuş-Moldavie. An. Inst. Geol. Rom. X, 1925.

[2]) M. REINHARD und I. ATANASIU, Geologische Beobachtungen etc. An. Inst. Geol. Rom., XII, 1927.

manière, d'un côté sous les mêmes couches, de l'autre sous les débris volcaniques tertiaires.

Un examen que nous avons fait tout dernièrement avec MM. I. ATANASIU et JEKELIUS nous a montré que la disparition de la zone cristalline se fait dans la région de Mercurea Ciucului de la manière indiquée dans l'esquisse géologique (Planche No. 9) de ce guide.

Dans la vallée du Bicaz on voit les Couches de Sinaïa adossées contre le Cristallin et redressées sur le plan de contact jusqu'à la verticale. Ici on voit même que leur série commencerait par un conglomérat de base, d'ailleurs assez mince. (Fig. 4).

À partir de la vallée de la Bistricioara jusqu'au delà de la vallée de la Bistrița à Broșteni, le Cristallin chevauche en général les Couches de Sinaïa. Mais dès qu'on s'approche de la Bucovine, l'intensité de ce chevauchement, qui n'est d'ailleurs jamais trop prononcé, décroît graduellement, jusqu'au moment où, sur la vallée de la Geminea en Bucovine, au delà de l'ancienne frontière, il disparaît complètement. Les rapports entre les deux formations sont identiques à ceux qu'on constate dans la vallée du Bicaz.

Dans la région de Câmpulung il y a, comme nous l'avons vu, trois ou quatre crêtes anticlinales qui se détachent de la zone cristalline. Les Couches de Sinaïa s'étendent par-dessus, recouvrant leur Cristallin et leur Mésozoïque. Ce n'est que le long de ces crêtes que les dépôts crétacés ont été rongés par l'érosion, laissant voir, soit le Cristallin, soit les différents termes du Mésozoïque. (Fig. 1).

Donc, non seulement toute trace de chevauchement du Cristallin par-dessus le Crétacé a disparu, mais celui-ci recouvre très nettement la zone

cristalline. De plus, si l'on suit la zone de contact des deux unités à partir de 10 Km au Sud de C â m -

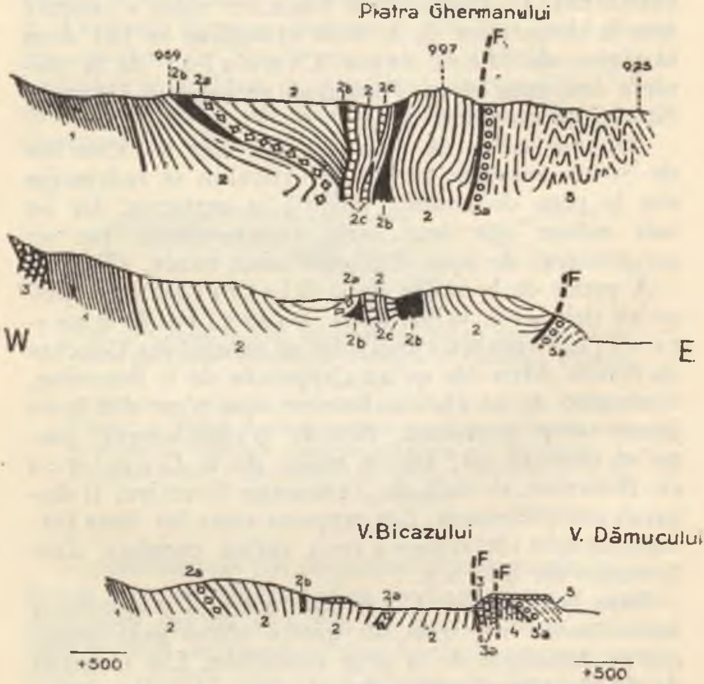


Fig. 4. Coupes par la «Crête de Dămuc» dans la vallee du Bicaz. (D'après I. Atanasiu) Echelle 1:25.000
1. Massifs grano-dioritiques et leur auréole de contact. — 2. Schistes crestalins gr. II: 2 a. Roches porphyrogènes 2 b. Quartzites noirs 2 c. Calcaires cristallins. — 3. Trias: 3 a. Grès et conglomérats 3 b. Calc. dolmitiques. — 4. Jura? — 5. Crétacé: Schistes calcaires (Valang. et Hauteriv.) avec conglom. (5a) à la base.

p u l u n g jusqu'au delà de la frontière polonaise, on peut voir de la manière la plus claire, non seulement que la bordure de la zone cristalline-mésozoïque descend en gradins dans le sens transversal sous le Flysch, mais qu'aussi dans le sens longitudinal elle s'ennoie sous la même unité. La coupe relevée dernièrement par KRÄUTNER est assez éloquente (fig. 5).



Fig. 5. Coupe par la Cuvette mésozoïque marginale dans le Nord de la Bucovine. (D'après Th. Kräutner) Echelle 1 : 75.000 Pc. Schistes cristallins gr. II. — Trias: p. Conglomérats t Calc. dolomitiques. — Jura: Radiolarites - Crétacé: c_1 Schistes calcaires (Valang. et Hauteriv.) c_2 Schistes, grès et conglomérats (Aptien) F Faille.

Nous avons constaté à peu près le même état de choses à partir de la vallée du B i c a z vers le Sud, où la crête cristalline marginale que nous appelerons la c r ê t e d e D ă m u c u, disparaît graduellement vers le Sud sous la couverture crétacée.

Dès lors, l'apparition de toute la zone cristallino-mésozoïque sur le flanc interne des Carpates Orientales doit être mise sur le compte d'un soulèvement de toute la chaîne plissée, dont le point culminant serait situé immédiatement au Sud de la vallée de la Moldova.

Le Barrémien. La zone des Couches de Sinaïa est recouverte sur son bord externe par une puissante série de couches marno- gréseuses et même conglomératiques qui appartient à l'Aptien.

La même série recouvre les affleurements hauteriviens des monts du Baraolt, de Brașov, ainsi que ceux de la vallée de la Prahova et de la Jalomicioara.

À la base de cette série et immédiatement au-dessus des Couches de Sinaïa on distingue parfois un complexe de couches constitué par des schistes marneux, noirâtres, parfois feuilletés, finement micacés, avec des intercalations de grès en plaquettes et même en bancs, dont l'épaisseur peut arriver à 2 m. Ces grès sont d'habitude durs, micacés, à grains grossiers, à ciment calcaire; ils ont une couleur cendrée ou jaunâtre, sont traversés par des veinules de calcite, et parfois les surfaces des blocs apparaissent comme blanchies à la chaux.

C'est surtout dans les monts du Baraolt, dans les environs de St. Gheorghe, qu'on peut reconnaître plus facilement ces caractères, ainsi que le long de la zone des Couches de Sinaïa, dans la région des vallées du Bicaz et de la Bistricioara. Dans la vallée du Bicaz et sur le versant Ouest du massif de Ceahlău, il existe de puissants bancs de conglomérats qui s'intercalent dans la série gréseuse. Leurs éléments qui atteignent parfois 20 cm de diamètre, proviennent presque exclusivement des schistes cristallins et des Couches de Sinaïa. On peut supposer également que la série schisteuse affleurant au bord de la zone crétacée inférieure dans la vallée du Teleajen, doit aussi faire partie du complexe de couches dont nous nous occupons. D'autrefois, comme c'est le cas de la région

de la vallée de la Jalomița et de la Prahova, cette série barrémienne ne peut pas être séparée de l'Aptien.

En dehors de ces endroits on n'est pas encore arrivé à reconnaître ce complexe, puisqu'il se confond plutôt avec l'horizon inférieur de l'étage Aptien. Mais toutes les fois qu'on a pu le distinguer, on a constaté qu'il s'appuie en concordance sur les Couches de Sinaïa et qu'il est recouvert de la même manière par l'Aptien. Sa limite inférieure se dessine nettement partout, tandis que rien n'indique jamais la limite supérieure, le passage vers l'Aptien se faisant d'une manière insensible. De sorte que nous ne pouvons pas nous rendre compte de l'épaisseur de ce complexe.

Le groupe de couches que nous avons ainsi séparé a fourni dans les environs de St Gheorghe une faunule dont l'âge barrémien est hors de doute [1]). Et ce sont presque les mêmes couches dans lesquelles MURGEANU [2]) a rencontré dans la vallée de la Jalomița, *Neohibolites clava* STOLL. et *Aptychus Didayi* COQ.

Ce sont les seuls documents paléontologiques qui ont été fournis jusqu'ici par ces couches; mais ils sont suffisants pour nous attester leur âge barrémien. D'ailleurs cette conclusion est confirmée par leurs rapports stratigraphiques.

Nous verrons plus loin que les dépôts aptiens constituent une large zone qui s'étend de l'extrémité Sud des Carpates Orientales jusqu'au Maramureș et en Slovaquie, avec une petite interruption

---

[1]) M. E. VADASZ, Petrefakten der Barrême-Stufe aus Erdely (Siebenbürgen) Centr. f. Min. Geol. u. Pal. 6, 1911.

[2]) G. MURGEANU, Crétacé et Tertiaire des environs de Petroşiţa et Bezdead. C. R. d. S. Inst. Géol., 1926.

dans la région de la vallée de la Moldova en Bucovine. Sur le bord oriental de cette zone, à partir de la haute vallée du Buzău et jusqu'en Slovaquie se dessine une autre zone, moins large et parfois même discontinue, de formations qui présentent un aspect pétrographique tout à fait caractéristique.

C'est un autre faciès du même étage barrémien.

Ce sont des dépôts qu'on connaît depuis longtemps dans les Carpates Orientales, soit sous le nom de **Couches de Sipote**[1]), soit sous celui de **Couches de Audia**[2]), soit encore sous le nom de **Schistes Noirs**[3]). Ils représentent le faciès le plus répandu du Barrémien dans les Carpates Orientales.

Au point de vue pétrographique ce Barrémien est constitué en première ligne par des schistes argileux, noirs, durs, souvant très siliceux, ou à aspect d'ardoise, quelquefois finement feuilletés, d'autrefois se détachant en plaquettes minces. Comme intercalations on y distingue tout d'abord des grès siliceux extrêmement durs et fins qui passent à de véritables jaspes, de couleur noire, à cassure prismatique; ensuite et surtout à la partie supérieure de la série ce sont des grès quartzitiques, gris-noirâtres, en bancs épais, extrêmement durs, à cassure conchoïdale et d'un aspect vitreux caractéristique; parfois ce sont des marnes argileuses rouges qui s'intercalent dans la série, ou des schistes argileux et sablonneux de la catégorie des «Holzschiefer», ou encore des

[1]) K. PAUL, Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. R. A., 1876.

[2]) S. ATHANASIU, Raport anual pe 1906. An. Inst. Geol. Rom., 1908.

[3]) G. MACOVEI et I. ATANASIU, Structura geologică a Văii Bistriței, etc. Dări de seamă Inst. Geol. Rom. VIII, 1920.

couches sidéritiques qu'on a essayé d'exploiter autrefois. Sur les surfaces des schistes on remarque parfois des Fucoïdes fines et sur celles des grès des hiéroglyphes de différentes formes, circulaires, allongées, aciculaires, etc.

Tout le complexe est bitumineux, ce qui lui donne une teinte noirâtre et un aspect tellement caractéristique, qu'il est impossible de le confondre avec une autre formation. Il est en général pauvre en calcaire. Ce n'est que très rarement qu'on y observe des lits d'un calcaire siliceux, fin et noir, qui peuvent être confondus, au premier abord, avec les jaspes noirs. C'est seulement dans les grès qu'on observe de rares veinules de calcite et cela surtout à la partie supérieure de la série, où elle passe vers l'Aptien.

En ce qui concerne les arguments en faveur de l'âge barrémien de ces Schistes Noirs, c'est à mentionner que HERBICH [1]), nous renseigne sur la trouvaille d'un *Hoplites* (*Neocomites*) *neocomiensis* d'ORB. à Covasna et d'un *Hoplites* (*Leopoldia*) *castellanensis* d'ORB. sur la vallée du Casin au Nord du Tg. Secuesc.

Ce sont les seuls documents paléontologiques qui proviennent du territoire roumain. Mais en Galicie WISNIOWSKI [2]) a déterminé des environs de Dobromil, une faune barrémienne à *Acanthoceras Albrechti Austriae*, provenant des roches identiques à la série que nous avons décrite et que cet auteur parallélise avec les Couches de Wernsdorf de la Silésie.

---

[1]) F. HERBICH, Op. cit.

[2]) T. WISNIOWSKI, Über das Alter der Inocerammenschichten in den Karpathen. Bull. Ac. Sc. Cracovie, 1905.

Quoique ces arguments soient décisifs pour l'âge barrémien des Schistes Noirs, il y a lieu de mentionner ici qu'ils supportent toujours en concordance et en continuité directe l'Aptien et que le passage d'un étage à l'autre se fait d'une manière insensible. D'autre part, dans la région de la vallée de la Moldova, aux environs de Câmpulung en Bukovine, on peut voir le contact entre les Couches de Sinaïa et les Schistes Noirs. De sorte que leur âge barrémien se trouve confirmé aussi par les rapports stratigraphiques.

Ce n'est pas toujours et partout qu'on a été orienté sur la position stratigraphique des Schistes Noirs. À l'exemple de PAUL on les a considérés comme paléogènes, éocènes ou même oligocènes. Il y a même maintenant des géoloques [1]) qui les considèrent comme appartenant à l'Oligocène. On saisit les graves conséquences qu'entraîne une pareille interprétation stratigraphique et les fausses représentations tectoniques qu'on est amené à se faire de toute une zone du Flysch.

Nous avons déjà mentionné que les apparitions des Schistes Noirs, constituent sur le territoire roumain une zone plus ou moins continue à l'Est de la zone aptienne. Partout, entre la vallée du Buzău et la frontière slovaque, le bord interne de leur zone d'affleurement, est recouvert par les marnes aptiennes. Néanmoins dans la région de la vallée de la Moldova, ces schistes s'appuient par le même bord sur les Couches de Sinaïa, l'Aptien étant enlevé par l'érosion. À partir du même endroit de la vallée de Buzău et jusque dans la vallée de Bistrița,

[1]) B. SWIDERSKI, Quelques nouvelles données sur la tectonique des Carpates Orientales polono-roumaines, Bull. Ac. Sc. Cracovie, 1925, pag. 360.

les Schistes Noirs chevauchent par leur bord externe, très légèrement, la zone paléogène du grès de Tarcău (Fig. 6). De ce dernier point jusqu'à la vallée de la Moldova c'est le Sénonien qui est chevauché (Fig. 7) et ensuite cette ligne de chevauchement qui est une des lignes importantes tectoniques de la zone du Flysch, est masquée par le Paléogène qui s'étend en transgression sur les deux formations.

C'est dans ces conditions que la zone passe plus loin en Pologne.

Nous ne pouvons savoir précisément quel est le développement et sur quelle distance se continue cette zone au delà de la frontière de la Roumanie. Mais d'après les renseignements de ZAPALOWICZ, nous pouvons conclure avec certitude qu'une zone de Schistes Noirs barrémiens passe entre le massif de Pietrosu et celui de Cernahora et, que le socle de ce dernier est formé de ces Schistes Noirs.[1])



Fig. 6. Coupe le long de la haute Vallée de l'Uzu. (D'après G. Macovei et I. Atanasiu). Echelle 1:50.000

1. Schistes noirs (Couches de Audia, Barrémien) 2: Marnes (Couches à Orbitolina, Aptien). 3. Marnes et grès calcaires (Eocène). 4. Grès massifs (Grès de Tarcău, Eocène et Oligocène).

[1]) H. ZAPALOWICZ, Op. cit., pl. VII, fig. 6.

C'est la «Unteroligocene Schieferzone» de cet auteur. Il ne nous dit rien sur ce qui se passe à l'Est de la Cernahora, mais il est très probable que de ce côté-là, on doit avoir encore des Schistes Noirs. D'ailleurs la continuation du bord oriental des apparitions barrémiennes de Jablonitza sur le Ceremușul Alb, passe sans doute immédiatement au Sud de Zabie. SWIDERSKI parle, en effet, de l'existence des **Couches de Sipote** oligocènes, c'est-à-dire de nos schistes barrémiens, en disant même

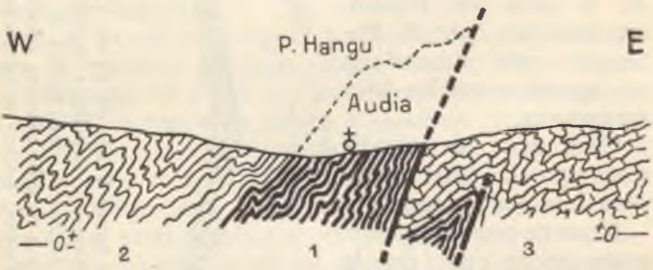


Fig. 7. Le Contact entre la zone interne et la zone marginale de Flysch à Audia. (D'après G. Macovei et I. Atanasiu). Echelle 1:20.000
1. Schistes noirs (Couches de Audia, Barrémien). 2. Marnes (Couches a Orbitolina, Aptien). 3. Marnes calcaires (Sénonien).

qu'elles se continuent plus loin dans la zone de frontière, entre la Pologne et la Slovaquie.

D'ailleurs, sur la nouvelle carte géologique de la Pologne 1:750.000, une bande crétacée est marquée au col entre le Pruth et la Tissa Noire, bande qui vient de Jablonitza. On ne sait pas ce qui se passe avec elle à l'origine de la Bistrița Nadwornianska, sur la frontière polono-slovaque où on doit la retrouver.

C'est précisément sur cette frontière, mais bien plus au NO, dans la haute vallée de l' Opor, au Col des Beskides, que nous avons reconnu en 1925, à l'occasion de l'excursion de la première réunion de l'Association Carpatique en Pologne, une zone de Schistes Noirs recouverts par des marnes aptiennes, qui supportent en transgression le grès paléogène de Tarcău. C'était la première apparition de Schistes Noirs que nous ayons rencontrée en faisant la coupe des Carpates le long de la vallée de Stryj et de celle de l'Opor. Nous nous sommes demandé si cette zone ne représentait pas la continuation de la zone de Jablonitza sur le Ceremuş. Quoique nous soyons inclinés à le croire, la réponse définitive ne nous sera donnée que par de futures recherches.

C'est tout ce que nous savons, pour le moment, sur la continuation de la zone des Schistes Noirs barrémiens en Pologne et en Slovaquie.

A l'extérieur de la zone que nous venons de décrire, il existe encore de petits affleurements de Schistes Noirs dans les noyaux des anticlinaux sénoniens et paléogènes de la zone marginale du Flysch.

Ainsi, tout près de la ligne de dislocation qui sépare la zone des Schistes Noirs de la zone sénonienne du district de Neamț, on voit plusieurs noyaux de ces schistes, qui percent les marnes sénoniennes. Un peu plus loin, on connaît, dans la vallée de l' Uzu, un anticlinal de couches sénoniennes et éocènes dans l'axe duquel apparaissent des Schistes Noirs. Enfin tout dernièrement nous avons découvert les mêmes schistes dans les noyaux des écailles sénoniennes paléogènes de la zone marginale du Flysch à Grozești sur l' Oituz, et à Sărata, tout près de Piatra-Neamț.

On connaît dans la même situation en Galicie, les apparitions de Dobromil, dont il a été question et celles de Spas et de Rybnik. En ce qui concerne les couches de ces dernières localités, considérées auparavant comme sénoniennes, MARJA STIRNALOWNA [1]), nous a montré dernièrement, d'un côté leur ressemblance avec les couches de Wernsdorf de Dobromil et d'autre part, leur rapport avec le Sénonien, d'où il résulte qu'elles doivent appartenir également au Barrémien.

L'Aptien. De toute la surface occupée par les formations du Crétacé inférieur de la zone du Flysch la plus grande part revient aux dépôts aptiens.

En effet, vers l'extrémité Sud de cette zone, les formations aptiennes occupent des étendues considérables. Excepté les affleurements relativement limités des Couches de Sinaïa et du Barrémien, que nous avons déjà désignés, toutes les hautes montagnes qui se succèdent de la Leaota vers Tg. Secuesc, s'étendant d'un côté dans la région de St. Gheorghe, de l'autre descendant dans la zone de la Prahova et de Buzău, successivement jusqu'à Comarnic, au confluent du Teleajen et du Telejenel et à la haute vallée du Buzău, toutes sont constituées par des dépôts aptiens. À partir de St. Gheorghe et de Tg. Secuesc, vers le Nord cette large zone se rétrécit en une bande plus étroite, mais toujours large par rapport aux zones d'affleurement des autres formations, qui se continue au moins jusque dans le bassin de la Tissa

---

[1]) MARJA STIRNALOWNA, Relations des schistes de Spas et des couches de Wernsdorf de la région de Dobromil. Kosmos, vol. 50, fasc. I. A., 1925.

noire, avec une interruption dans la région de Câmpulung en Bucovine.

Quoique les dépôts de cet étage occupent des régions aussi étendues, ils gardent partout le même caractère stratigraphique. C'est le faciès détritique, à partir du faciès vaseux jusqu'au faciès conglomératique, qui caractérise l'étage. Exceptionnellement on recontre des gros blocs et des lentilles de calcaire organogène qui s'intercalent dans la série détritique.

Cette série est constituée par trois horizons d'une remarquable constance, qui se succèdent en sens vertical avec des transitions graduelles [1]).

a) Un horizon inférieur marneux-schisteux, constitué par des marnes argileuses et schisteuses et par des grès schisteux, finement micacés, à structure curbicorticale caractéristique, gris-jaunâtre et d' aspect soyeux. Sur les surfaces des marnes et des schistes on remarque des Fucoïdes et des hiéroglyphes, plus fréquentes que ceux rencontés dans les Schistes Noirs. Des veinules de calcite sont également assez fréquentes. Quelquefois, on y trouve des marnes rouges. Un autre caractère de cet horizon, qui retient l'attention, réside dans la présence, en maints endroits, de manifestations salines sous forme d'efflorescences ou même de sources, qui ont été prises à tort, pour des sources salées.

Cet horizon est répandu partout où nous trouvons les dépôts aptiens s'appuyant sur le Barrémien, soit à faciès interne marneux-gréseux, soit à faciès externe à schistes noirs. On le rencontre aussi sur le Cristallin.

---

[1]) G. MACOVEI şi I. ATANASIU, Structura geologică a Văii Bistriţei, etc. D. d. Seamă şed. Inst. Geol. Rom. VIII, 1920.
D. M. PREDA, La géologie et la tectonique de la partie Orientale du district de Prahova. An. Inst. Geol. Rom. X, 1921—1924.

b) Un horizon moyen gréseux, constitué de grès, généralement grossiers, gris-bleuâtres ou jaunâtres, très riches en grandes paillettes de mica blanc, à ciment argileux, ce qui les rend relativement tendres. Vers la partie inférieure de l'horizon, ces grès sont disposés en bancs peu épais, séparés par des intercalations de marnes schisteuses de la même épaisseur. Au fur et à mesure qu'on monte dans la série, les bancs de grès deviennent de plus en plus épais, atteignant parfois 5—6 m, tandis que les intercalations marneuses se réduisent graduellement à des lits schisteux très minces. À la partie tout a fait supérieure de l'horizon, les grès deviennent conglomératiques; on se trouve déjà dans la zone de passage à l'horizon supérieur.

Quoique l'horizon gréseux a été beaucoup plus influencé par l'érosion, il a pu tout de même se conserver comme tel, presque sur tout le long de la zone aptienne. Les parties culminantes des montagnes à l'Est de la vallée de la Prahova jusqu'à la dépression de Tg. Secuesc, de même qu'une bonne partie des montagnes situées entre cette localité et St. Gheorghe, sont consituées par des grès aptiens. En Moldavie, la partie moyenne de l'important massif du Ceahlău, est également bâtie en grès aptiens. Enfin, le massif de Tomnatec, près du Ceremuș en Bucovine, et les massifs montagneux qui flanquent la zone cristalline du Maramureș, sont constitués aussi en majorité par des grès aptiens. Tout ce qui est marqué sur la carte de ZAPALOWICZ, comme grès crétacé supérieur (oberer Kreidesandstein), représente le grès aptien.

c) L'horizon supérieur conglomératique est constitué presque entièrement par des conglomérats en bancs très épais. On y voit parfois des intercalations

de grès, qui peuvent prendre un grand développement, de manière à constituer des zones importantes. Les éléments des conglomérats sont variables comme dimensions et comme nature pétrographique. Ils passent de la dimension d'une noisette à la grosseur de la tête, et l'on reconnaît partout des roches provenant de la zone cristallino-mésozoïque.

À cause de sa position, l'horizon conglomératique a été le plus exposé à l'érosion, qui l'a détruit en majeure partie. Ce qui en reste, ce sont des témoins isolés, qui constituent les cimes des plus hautes montagnes de toute la zone du Flysch. Tels sont les quelques petits lambeaux à l'Est de Predeal et ensuite un peu plus à l'Est, les témoins les plus grands qui constituent les sommets du Zăganu et du Ciucaș. Des traces beaucoup plus limitées de l'existence de cet horizon se sont conservées au Sud-Est de Mercurea-Ciucului.

Un important lambeau de conglomérats, constitue en Moldovie, le massif du Ceahlău.

C'est en Bucovine que cet horizon est le mieux représenté par les conglomérats qui constituent la crête du Tomnatec, au Sud du Ceremușul Alb. D'après les données de ZAPALOWICZ il résulte que dans le Maramureș, cet horizon est représenté aussi à la partie supérieure des dépôts de la zone désignée par lui comme «Oberer Kreideconglomerat».

En dehors de cette zone, les conglomérats aptiens se sont beaucoup mieux conservés sur la bordure de la zone cristalline-mésozoïque, où l'Aptien affecte une disposition nettement transgressive. C'est dans cette zone qu'ils constituent, parfois presque en entier des massifs importants, tel que le massif de Bucegi, ou une bonne partie des montagnes de la

région de Brașov, ou encore le massif de H e g h i e ș, dans la région de T u l g h e ș, etc.

Il est très difficile d'évaluer l'épaisseur de toute la série aptienne; d'une part, à cause du plissement intense de l'horizon inférieur, d'autre part en raison du manque de certitude quant à l'horizon supérieur; aurait il partout l'épaisseur quelquefois constatée ou n'aurait-il pas subi des développements locaux ce qui paraît très probable? On peut cependant affirmer que l'Aptien représente l'étage le plus puissant de toute la série du Flysch, et que l'épaisseur de ses deux horizons inférieurs peut dépasser 500 m, sans compter l'horizon conglomératique, qui en certains endroits, arrive, lui seul à 1000 m d'épaisseur, par exemple dans le C e a h l ă u.

Tout comme les formations des étages précédents, les dépôts aptiens sont intensivement disloqués. Il faut remarquer que les plissements les plus intenses ont affecté l'horizon inférieur marneux, au même degré que les étages précédents. Cette intensité, décroît dans une certaine mesure pour l'horizon moyen, tandis que l'horizon supérieur conglomératique, est parfois à peine ondulé (B u c e g i, C e a h l ă u). C'est un des cas des plus typiques de plissement dysharmonique, pris à tort autrefois, quand on n'était pas fixé sur la signification stratigraphique de ces horizons, pour un charriage. On considérait l'horizon inférieur autochtone, tandis que les deux autres représentaient la série charriée.

En dehors de ces formations détritiques, on rencontre parfois dans la série des couches aptiennes, des formations organogènes représentées par des calcaires récifaux à *Caprotines*. Ce sont d'énormes blocs et lentilles de calcaires blancs, qui en dehors de ces Lamellibranches, contiennent parfois des

Orbitolines des *Coraux*, des *Alectryonia* et d'autres restes organiques. D'habitude, ces calcaires sont disposés en traînées intercalées dans la partie supérieure de l'horizon gréseux, ainsi que dans l'horizon conglomératique, formant deux, trois, ou même quatre zones étagées à différents niveaux [1]). Quelquefois on les trouve aussi dans l'horizon marneux. Quand ces calcaires sont cantonnés dans l'horizon conglomératique, le niveau qui les contient est constitué par des grès; et les éléments du niveau de conglomérats, qui suit immédiatement au niveau à calcaires, sont constitués exclusivement par les calcaires sousjacents.

Ces traînées de calcaires à *Caprotines*, prises à tort, soit comme sommets d'îles émergant de la mer qui déposait les conglomérats, soit comme klippes de rabotage, apparaissent presque partout où l'horizon supérieur de l'Aptien, se trouve ménagé par l'érosion.

Ainsi on connaît trois ou quatre rangées de calcaires dans les Bucegi et deux dans le Zăganu [2]) et le Ciucaş [3]). Dans les conglomérats de la région de la haute vallée du Bicaz et dans le Heghieş il y a en a deux. Dans le Ceahlău, on remarque très clairement également deux rangées de blocs calcaires, dont l'un «Piatra cu Apă» à un diamètre de 200 m sur 100 m de hauteur [4]). Entre Ceahlău et Stănişoara il y a toute une traînée de ces blocs, dont les uns apparaissent même

---

[1]) V. UHLIG, Bau und Bild, pag. 811, fig. 93.

[2]) D. M. PREDA, La géologie et la tectonique, etc. An. Inst. Geol. Rom. X, 1921—1924.

[3]) E. JEKELIUS, Daten über den geologischen Bau des Bucsecs und Czukas. Jahrb. d. k. ung. A. 1915.

[4]) G. MACOVEI şi I. ATANASIU, Structura geologică, etc.

dans l'horizon marneux comme, par exemple le rocher gigantesque de « Piatra Teiului ».

Dans le massif du Rarău, les calcaires à *Caprotines* se sont mieux conservés. Il y constituent les sommets les plus proéminents de cette montagne, quelquefois à caractère ruiniforme, tel que, « Pietrele Doamnei » et bien d'autres sommets plus petits. Ils s'appuient ici sur l'horizon marneux de l'Aptien qui y constitue les «Jaspisschichten» de Uhlig [1]). Enfin, de pareiles restes ont été mentionnés encore plus au Nord dans la Bucovine.

L'âge aptien de tous ces calcaires a été reconnu il y a bien longtemps, de sorte qu'il n'y a pas lieu de nous y arrêter.

Tout autrement se présente le cas de la série détritique que nous rangeons dans le cadre de l'Aptien. L'opinion partagée par l'unanimité des géologues jusqu'en ces derniers temps, était que toute cette série appartiendrait au Cénomanien. Cette supposition avait pour point de départ le fait qu'on considérait les conglomérats de notre horizon supérieur qui transgressent sur la bordure de la zone cristalline, synchroniques aux conglomérats à *Exogyra columba*, qui recouvrent la même zone sur sa bordure interne, ainsi qu'aux grès et conglomérats vraconniens du Bassin de la Dâmbovicioara. Tous ces conglomérats qu'on trouve actuellement des deux côtés de la zone cristalline, auraient donc fait partie de la même couverture cénomanienne, qui recouvre les klippes. Par conséquent ils constituaient avec la série inférieure marno-gréseuse la «Klippenhülle» de Uhlig.

Dans ces conditions, la présence des calcaires aptiens dans la série cénomanienne était expliquée,

[1]) V. Uhlig, Bau und Bild, pag. 803—804, fig. 85 et 86.

comme nous l'avons déjà mentionné, soit en admettant des coincements de ces calcaires dans la couverture cénomanienne, soit qu'ils seraient des klippes de rabotage sur le plan de glissement d'une ou de plusieurs nappes de charriage formées par les conglomérats.

Les études détaillées entreprises dernièrement, nous ont montré d'abord, que ce qu'on avait considéré auparavant comme Cénomanien marneux,—par exemple les Couches des Comarnic de la vallée de la Prahova, — représente de fait l'Aptien [1]). On est arrivé ensuite à la conclusion que toute la prétendue série cénomanienne appartient au même étage [2]).

Les restes organiques qu'on y a trouvés jusqu'ici se réduisent à peu de chose. Les formes les plus fréquentes paraîssent être les *Orbitolines* appartenant aux expèces, *lenticularis* et *conoidea*, qu'on a rencontrées presque partout dans les mêmes horizons inférieurs. On a trouvé encore dans divers endroits quelques ammonites du genre *Hoplites*, indéterminables spécifiquement, et tout dernièrement, MURGEANU [3]) a rencontré quelques *Belemnites* aptiennes dans l'horizon marneux de la vallée de la Ialomița.

En examinant de près les rapports existants entre les calcaires à *Caprotines* et les dépôts détritiques dans lesquels ils s'intercalent, nous nous sommes arrêtés à la conclusion que, ces calcaires sont synchroniques aux dépôts qui les enveloppent et qu'ils représentent

---

[1]) L. MRAZEC, G. MACOVEI et I. POPESCU VOITEȘTI, Sur l'âge des couches de Comarnic, C. R. des séances Inst. Géol. III, 1912.

[2]) G. MACOVEI et I. ATANASIU, Structura geologică a Văii Bistriței, Ibid. VIII, 1920.

D. M. PREDA, La géologie et la tectonique, etc. An. Inst. Geol. Rom. X, 1921—1924.

[3]) G. MURGEANU. Crétace et Tertiaire etc.

les restes des récifs qui se sont formés à différentes reprises, pendant la sédimentation détritique de l'Aptien.

Par conséquent, la présence de calcaires à *Caprotines* dans les sédiments détritiques dont nous nous occupons et dans ces conditions de gisement, constitue un excellent document paléontologique pour leur âge aptien.

C'est avec l'Aptien que finit une première phase de sédimentation dans la zone du Flysch. En effet, les recherches de détail que nous avons faites, nous ont montré que nous ne trouvons au-dessus de cet étage aucune trace de Gault, de Cénomanien ou de Turonien et que c'est par le Sénonien que la sédimentation recommence.

Cette lacune est générale pour toute la zone du Flysch à partir de la région de la Prahova jusqu'à la région de la Wisloka et même au delà.

Donc, le géosynclinal du Flysch a été rempli et exondé à la fin de l'Aptien.

Ce géosynclinal communiquait au Crétacé inférieur à une cuvette secondaire qui se trouvait sur l'emplacement actuel de la dépression de la Bârsa et du bassin de la Dâmbovicioara. Cette cuvette était beaucoup plus profonde que ne l'était le géosynclinal du Flysch, car d'un côté, les dépôts qui s'y sont sédimentés ont un caractère nettement bathial, et d'autre part, son remplissage a duré jusqu'à la fin du Gault ou au commencement du Cénomanien. Il y avait ici une répétition des conditions régnant dans les Carpates silésiennes [1]).

---

[1]) V. POPOVICI-HATZEG, Op. cit.
I. SIMIONESCU, Über die Geologie des Quellengebietes der

Cette cuvette communiquait largement avec la zone de sédimentation du Flysch par la région d'ennoyage du Cristallin entre Brașov et Miercurea Ciucului. Un même horizon de conglomérats, albiens dans la première, aptiens dans la seconde, couronnent leurs dépôts. Celà nous montre que les eaux de la mer du Flysch, se retirent vers l'Ouest.

Ce caractère transgressif de la mer aptienne vers l'ouest, est beaucoup plus évident sur la bordure du Cristallin de la Leaota, de la Transylvanie orientale et de la Bucovine. Dans ces parages, les dépôts aptiens s'appuient sur n'importe quel terme de la série cristallino-mésozoïque et remplissent toutes les irrégularités que les érosions antérieures auraient creusées parmis leurs roches.

Ces relations de transgressivité nous suggèrent l'image de la genèse de l'horizon conglomératique à la fin de la phase de sédimentation même en pleine zone aptienne.

A cet effet, il faut admettre le fait très probable, que le fond de la cuvette de sédimentation était affecté par des plissements même avant l'Aptien. Pendant cet étage, les plis en voie de formation, montaient vers la surface des eaux. Quelques — uns peut être ont pu servir de socle à certains récifs qui se formaient dans ce temps. D'autres surgissaient, et leurs crêtes émergentes ont certainement fourni les matériaux des conglomérats.

Il est probable que de pareilles crêtes n'émergeaient pas partout, et qu'elles n'avaient pas le même

Dâmbovicioara (Rumänien), Jahrb. d. k. k. geol. R. A., X și VIII, 1898.

I. SIMIONESCU, Studii geologice și paleontologice în Carpații sudici I. Studii geologice asupra basinului Dâmbovicioarei. II. Fauna neocomiană din basinul Dâmbovicioarei. Ac. Rom. Publ. fond. V. Adamachi I, 1898.

développement. C'est pour celà que nous sommes portés à croire que l'horizon conglomératique, non seulement n'avait pas partout la même épaisseur, mais n'avait pas été même un horizon tout à fait continu.

Le Sénonien. Après la phase de sédimentation qui finit avec l'Aptien, la zone du Flysch passe par une phase continentale qui dure jusqu'à la fin du Turonien. Pendant ce temps, les eaux de la mer du Flysch ont été refoulées des deux côtés de ce géosynclinal exondé, envahissant d'un côté la zone cristalline avec les bords de la Cuvette Transylvaine, de l'autre, la Dobrogea et le Plateau Moldo-Bessarabien. C'est ce phénomène général affectant lea aires continentales qui représente la transgression cénomanienne.

Les traces de cette transgression du côté interne des Carpates, sont représentées par les lambeaux crétacés des monts Perșani [1]), de Glodu [2]), en Moldavie, de Oușoru près de Vatra Dornei, et ensuite par ceux de la vallée du Ţibău et de la vallée de la Iza [3]).

À la fin du Turonien, la zone du Flysch reprend sa fonction de géosynclinal; les eaux reviennent dans le nouveau sillon qui vient de prendre naissance, et un nouveau cycle commence.

Il y a lieu de faire remarquer que l'axe de ce nouveau sillon, s'est déplacé un peu plus à l'Est par

---

[1]) I. SIMIONESCU, Fauna cretacică superioară de la Ŭrmŏs (Transilvania). Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi, I. 1899.

[2]) S. ATHANASIU, Ueber die Kreideablagerungen bei Glodu in den Nordmoldauischen Karpathen. Verh. d. k. k. geol. R. A. 1898.

[3]) TH. KRÄUTNER, Observaţiuni geologice în Munţii Bistriţei, etc. D. d. seamă şed. Inst. Geol. Rom., 1926.

rapport à l'axe du sillon formant la zone de sédimentation infracrétacée, tout comme l'axe de celui-ci s'était déplacé par rapport à l'axe de la zone de sédimentation jurassique.

En même temps le géosynclinal sort du domaine des mers chaudes méditerranéennes pour être envahi par les eaux des mers froides septentrionales. Les restes de faunes crétaciques qu'on y a trouvés sont concludents à ce point de vue.

Les formations sénoniennes, comptent parmi les termes importants de la série du Flysch. Nous les trouvons bien développées d'un bout à l'autre de la zone, s'étendant de la dislocation qui limite vers l'extérieur les formations infracrétacées jusqu'au bord du Flysch.

Le faciès sous lequel se présentent ces dépôts, est assez caractéristique et assez constant tout le long de la Moldavie et de la Galicie orientale.

C'est en Moldavie, entre la vallée de la Moldova et la vallée de la Bistrița, que les dépôts sénoniens sont le mieux découverts et que l'on peut examiner la série la plus complète.

On distingue dans ces parages un horizon inférieur, constitué par des grès quartzitiques fins, extrêmement durs, verts ou verts-olivâtres, d'aspect zonaire, disposés en bancs dont l'épaisseur atteint à peine 20 cm, et qui alternent avec des marnes argileuses, légèrement schisteuses et friables, de même couleur verdâtre ou rouge foncé, très caractéristiques. On a reconnu l'existence de cet horizon tout le long des Carpates de la Moldavie, où il a été distingué parfois sous le nom de **Couches de Tisaru** [1]). C'est de cet horizon que provient un

[1]) S. ATHANASIU, Raport asupra activității Institutului Geologic, 1908—1910.

exemplaire de *Desmoceras* cfr. *Ponsianum*, qui indiquerait son âge coniacien.

Ces dépôts passent, dans leur partie supérieure à des marnes calcaires, gris-foncés, quelquefois noirâtres, aternant avec des bancs de 40 cm épaisseur de grès calcaires gris, riches en veines de calcite, associés à des grès schisteux avec des lits de menus conglomérats. De distance en distance, on recontre des bancs de 3—4 m épaisseur, d'un grès calcaire, compact, gris, quelquefois micacé, à éléments conglomératiques qui s'intercalent. Parmi ces éléments qui atteignent parfois la grosseur d'un oeuf, ainsi que parmi ceux du conglomérat menu, on remarque, pour la première fois dans la série du Flysch, des roches vertes du type de la Dobrogea. On y voit également des restes organiques indéterminables tels que, des fragments d'*Huîtres*, d'*Inocérames*, radioles d'*Echinides*, *Bryozoaires*, *Spongiaires*, etc.

En étroite continuité avec cet horizon suit un groupe marneux. C'est l'horizon qui a valu le nom de **Marnes à Fucoïdes** étendu à toute la série sénonienne. Les roches qui y prédominent sont des marnes calcaires à ciment, gris-bleuâtre sur cassure fraîche, blanchâtres sur les surfaces altérées et extrêmement riches en Fucoïdes. C'est là, sans doute, l'horizon le plus riche en toutes espèces de Fucoïdes de la série des sédiments du Flysch. Suivent ensuite des grès calcaires à hiéroglyphes, à veines de calcite, des grès schisteux à structure curbicorticale, des calcaires fins siliceux et des lits minces de conglomérats fins à éléments verts et à fragments d'*Inoceramus*. Quelquefois les marnes de cet horizon prennent une coloration rouge-griotte, violacée ou même verdâtre, quand elles sont associées à des bancs peu épais de calcaires fins lithographiques, siliceux, de nuance claire.

Cet horizon est assez riche en restes d'*Inoceramus* [1]. On y a trouvé de nombreux exemplaires de *Inoceramus balticus* BOEHM. et *Inoceramus Salisburgensis* FUGG. et KAST.

Comme ces formes maëstrichtiennes caractérisent ici l'horizon supérieur de la série sénonienne et, comme, d'autre part, dans l'horizon inférieur on a trouvé des indices de la présence du Coniacien, on est porté à croire que cette série ininterrompue de dépôts, représenterait tous les étages du Sénonien.

Vu l'état de plissement serré de cette série, nous ne pouvons pas nous rendre exactement compte de son épaisseur. Toutefois, elle ne paraît pas être moindre de 500 m.

Ce sont ces caractères qu'embrassent partout les dépôts sénoniens le long des Carpathes de la Moldavie et de la Bucovine.

En Galicie, à l'exception de l'horizon inférieur, sur lequel nous n'avons pas de renseignements précis, tout le reste de la série se continue sous un faciès qui ne diffère de celui de Moldavie que par des détails d'ordre tout à fait secondaire [2]. D'ailleurs, nous avons pu nous convaincre par nous même de la

---

[1]) G. MACOVEI et I. ATANASIU, Structura geologică a Văii Bistriţei, etc.

[2]) ST. KRAJEWSKI, Esquisse géologique des environs d'Opaka. Stacja, geol. Boryslaw, Biul, 4/1924.

E. JABLONSKI et ST. WEIGNER, Le bord des Carpathes entre Swica et Lomnica. Ibid. Biul, 6/1925;

K. TOLWINSKI, Les Karpathes bordières de Skole. Stacja. geol. Boryslaw. Biul, 8/1925.

B. BUJALSKI, Geologischer Bau der Karpathen in der Umgebung von Bitkow. Ibid. Biul, 9/1925.

MARIA STYRNALOWNA et H. DE CIZANCOURT, Sur la structure géologique de la région de Rybnik sur le Stryi. Kosmos, 50, I/1925.

constance de ces caractères. Les mêmes marnes à Fucoïdes et à *Inocérames*, associées aux mêmes grès calcaires à hiéroglyphes, très riches en veines de calcite, caractérisent partout le Sénonien jusqu'à la vallée de la Wisloka. Ce n'est qu'à l'Ouest de cette région que le faciès du Sénonien change, vu qu'il paraît constitué par des schistes noirs charbonneux associés à des grès **(formation de Czarnorzeka)** [1]).

La seule différence qu'on a cru voir parfois entre le Sénonien de la Roumanie et celui de la Galicie, consisterait dans le fait que dans ce dernier pays il contiendrait le soi-disant **grès de Iamna.**

Une étroite parallélisation que nous avons fait entre les formations de la Moldavie et celles de la Galicie, nous a montré que cet horizon gréseux appartient à l'Éocène et nullement au Sénonien.

Dans la Munténie orientale, le faciès du Sénonien change aussi, dans le sens que l'élément gréseux devient de plus en plus subordonné; les marnes se font plus argileuses et prennent en même temps une coloration rouge et gris-verdâtre, leur donnant un aspect très caractéristique, qui les fait connaître de loin. Ce changement de faciès s'accentue à partir de la vallée de Buzău vers l'Ouest.

C'est sans doute dans la région de la vallée de la Jalomița que nous avons la coupe la plus complète de la série sénonienne développée sous ce faciès méridional. Là existe un des rares endroits où l'on peut bien voir sa base, cachée sur presque toute la zone du Flysch le long de la dislocation qui sépare le Sénonien du Crétacé inférieur.

---

[1]) I. NOWAK, Op. cit, pag. 51.
W. LOZINSKI, Op. cit., pag. 226.

D'après les données de MURGEANU[1]), on distingue nettement dans cette région un horizon inférieur gréseux, qui débute par un conglomérat de base à gros éléments, et un horizon supérieur, constitué en entier par les marnes rouges et vertes que nous venons de mentionner. C'est dans cet horizon qu'on a trouvé beaucoup de formes caractéristiques aux étages supérieurs du Sénonien, telles que: *Echinoconus conicus* BREYN., *Echinoconus vulgaris* BREYN., *Micraster Coranguinum* AG., *Picnodonta vesicularis*, d'ORB., *Belemnitella Hoeferi*, SCHLB. et fragments de gros *Inoceramus*.

L'aire d'étendue des affleurements sénoniens dans les Carpates orientales roumaines, est beaucoup plus limité que ne l'est celle de n'importe quel autre terme du Crétacé.

Dans la zone du Crétacé inférieur, à l'exception de la région s'étendant à l'Ouest du Teleajen où des petits lambeaux sénoniens reposent sur les dépôts aptiens, nous ne connaissons aucun point où l'on aurait trouvé du Sénonien. Les petits lambeaux de la dépresion de la Bârsa et du bassin de la Dâmbovicioara, tombent en dehors de la région du Flysch.

C'est seulement à partir du bord externe de la zone infra-crétacée qu'on rencontre des dépôts sénoniens. Sur ce bord, ils viennent en contact avec n'importe quel horizon de l'Aptien ou du Barrémien, dont ils sont séparés par la ligne de dislocation que nous avons mentionnée. Toutes les fois que cette ligne n'est pas masquée par des formations paléogènes, le Sénonien est découvert. Tel est le cas de la zone comprise entre la vallée de la Jalomița et celle de la Bâsca Chiojdului, où une étroite

[1]) G. MURGEANU. Op. cit.

bande de Sénonien longe le bord de l'Aptien et ensuite de celle de la large zone d'affleurement de la Moldavie, qui s'étend entre la vallée de la B i s t r i ț a et celle de la M o l d o v a.

Plus à l'intérieur, on connaît d'abord du Sénonien en Valachie, dans l'axe de l'anticlinal paléogène qui constitue le soit disant **Éperon de Homoriciu.** Mais à partir du district de Putna, vers le Nord jusqu'à la frontière polonaise, le Sénonien aflleure toutes les fois que l'érosion a rongé plus profondément les plis paléogènes de la zone marginale du Flysch.

En Pologne, les affleurements sénoniens occupent des surfaces étendues dans cette zone marginale. Celle-ci est constituée, tectoniquement, par des écailles très régulières allongées dans la direction de la chaîne. L'érosion qui les a fortement attaquées, a mis à découvert le Sénonien se trouvant à leur base, de sorte que les affleurements s'alignent en bandes, plus ou moins larges, rectilignes et parallèles, orientées strictement dans la même direction. À l'intérieur d'une ligne imaginaire, qui passerait approximativement par S a n o k et T u c h l a, on ne trouve pas de dépôts sénoniens que dans les Beskides orientales, sur la zone de la frontière slovaque.

Dans ce pays, dans la région de la haute vallée du L a b o r c z et tout près des affleurements sénoniens les plus internes de la Galicie orientale, KETTNER, HYNIE et KODYM, nous ont fait connaître dernièrement, l'existence des formations sénoniennes, apparaissant toujours dans les noyaux des plis paléogènes [1]). Ce Sénonien, de même que celui qui

[1]) R. KETTNER, O. HYNIE and O. KODYM, Report on the geological investigations in the Flysch territory surrounding Medzilaborce (Eastern Slovakia). Zolastin O. ze Sborniku St. geol. Ustava. Cekoslov. Respubliky, 1925.

affleure par-ci, par — là sur le versant polonais des Beskides, est développé sous le faciès silésien de la formation de Czarnorzeka.

En Roumanie, au contact du Sénonien avec le Crétacé inférieur, on remarque toujours des relations de discordance entre ces deux séries. Parfois, comme c'est le cas dans la région des vallées de la Jalomița et de la Prahova, le caractère transgressif du Sénonien est des plus évidents. La plupart du temps, ce caractère a été masqué par le dérangement tectonique, qui s'est placé entre les dépôts des deux séries, dérangement qui, par places, a provoqué le chevauchement de l'Infracrétacé sur le Sénonien. En face de ce plan de chevauchement, la zone sénonienne est percée quelquefois par des crêtes infracrétacées (fig. 7, pg. 70). Le long de ces crêtes et en contact avec la couverture sénonienne, peuvent venir soit les marnes aptiennes, soit les schistes noirs barrémiens. Cet état de choses, n'est pas toujours dû à des phénomènes de laminage plus ou moins intenses, mais il nous indique plutôt la discordance stratigraphique entre le Crétacé supérieur et le Crétacé inférieur.

Dans la zone marginale du Flysch, le Sénonien n'a pas une tectonique propre. Comme il est englobé dans le cycle paléogène il fait partie des plis de celui-ci en constituant toujours ses noyaux.

L'Éocène. C'est un des termes de la série du Flysch qui montre d'assez grands changements de faciès pétrographique. Ces variations se manifestent d'ailleurs seulement dans le sens transversal, tandis que dans le sens longitudinal les caractères de chaque zone se maintiennent à peu près les mêmes tout le long de la chaîne. Il s'ensuit que tous ces caractères nous donnent une idée des conditions bathymétriques

différentes dans lesquelles se sont formés les dépôts paléogènes, déterminées par l'évolution du géosynclinal du Flysch après la fin du Crétacé.

Au point de vue général on peut caractériser les dépôts éocènes par la prédominance du faciès marneux sur la bordure externe du Flysch et par celle du faciès gréseux sur la zone la plus interne atteinte actuellement par ces dépôts. Entre ces deux faciès extrêmes il y a bien entendu des transitions graduelles.

En effet, les couches éocènes qui affleurent sur la bordure externe du Flysch sont constituées par des marnes schisteuses, argileuses, sablonneuses, friables, de couleur gris-verdâtre, parfois même vertes, avec des lits rouge-clair, d'un aspect très caractéristique et avec rares intercalations d'un grès siliceux brun en couches minces. C'est le faciès fondamental de l'éocène marginal, qui se maintient tout le long du Flysch, tant en Roumanie qu'en Galicie. Dans cette série il y a des intercalations d'autres roches qui occasionnent des variations locales. Ainsi, quelquefois ce sont des grès verdâtres rappelant le grès oligocène de Kliwa, qui peuvent passer à des grès calcaires, ou à des couches sablonneuses très peu agglutinées; d'autre fois des marnes calcaires siliceuses ou même des calcaires siliceux gris blanc, à une legère nuance verdâtre et avec un clivage prismatique caractéristique, associés aussi à des grès. Il est des cas où ces calcaires prennent un grand développement, ils constituent alors ce qu'on a désigné en Roumanie, au moins en partie, par le nom de **Couches de Doamna** (S. ATHANASIU) et en Galicie par celui de **Couches de Pasieczna.** Enfin des conglomérats, soit à éléments menus et en lits minces, soit à gros éléments et en bancs puissants, constitués dans les deux cas en majorité par des schistes verts, identiques à ceux

que nous avons connus dans le Sénonien, sont fréquents dans la série.

En Galicie on a fait remarquer aussi à la partie supérieure de l'Éocène un horizon marneux connu sous le nom de **Couches de Popiele.** Il paraît que cet horizon n'est pas développé tout le long du Flysch, car en Roumanie nous ne l'avons reconnu qu'une seule fois, quand nous l'avons placé à la base de l'Oligocène [1]).

TEISSEYRE a désigné le faciès de l'Éocène que nous avons décrit et qu'il convient d'appeler **faciès marginal,** par le nom de **Couches de Tg. Ocna** [2]). On ne peut se servir de ce terme puisque cet auteur englobait aussi dans la série eocène le Sénonien qu'il n'avait pas reconnu.

En passant à une zone un peu plus interne du Flysch on remarque l'invasion progressive du faciès arénacé. Tout d'abord on constate l'apparition de couches de plus en plus puissantes de grès argileux, tendres, micacés, jaunâtres, qui s'intércalent surtout vers la partie supérieure de la série; ce sont les **Grès de Moïneşti** de TEISSEYRE et en partie les **Grès de Fusaru** de POPESCU-VOITEŞTI. Les marnes vertes et les calcaires siliceux s'y maintiennent.

Encore plus à l'intérieur on distingue dans l'Éocène deux horizons:

Un horizon supérieur, constitué par des grès à éléments grossiers, micacés, à ciment argileux, parfois calcaire, disposés en bancs épais et quelquefois

---

[1]) G. MACOVEI et I. ATANASIU, Quelques données sur la constitution géologique de la zone du Flysch dans la région des vallées du Slănic et l'Oïtuz en Moldavie. C. R. d. séances Inst. Géol. Roum. XI 1923.

[2]) W. TEISSEYRE, Zur Geologie des Bakau'er Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 1897.

même massifs. Vers la partie supérieure on y voit d'habitude des bancs de conglomérats à éléments quartzeux, dont les dimensions arrivent à peine à la grosseur d'une noisette.

Ce sont les intercalations de grès de la zone précédente qui se sont développées aux dépens de toutes les autres roches pour constituer ici l'horizon du **Grès de Tarcău.** Cet horizon, bien individualisé en Moldavie, a pour correspondant en Galicie occidentale le **Grès de Ciezkowicz.** Il n'y a que des petits paquets de marnes argileuses vertes et rouges qui se sont conservées ici à la partie supérieure, ou bien au milieu de l'horizon, associées à des grès siliceux verdâtres à hiéroglyphes.

L'horizon inférieur de l'Éocène est formé par des grès calcaires, durs, bleuâtres, en bancs peu épais, à veines de calcite et à hiéroglyphes, d'habitude à structure curbicorticale et à lits minces de menus conglomérats à éléments verts et à *Nummulites.* Ces grès possèdent des intercalations de marnes calcaires et sablonneuses à Fucoïdes, qui rappellent parfois les marnes sénoniennes.

Sur la zone la plus interne d'apparition de l'Éocène en Moldavie, en Bucovine et probablement aussi en Galicie, cet horizon inférieur disparaît comme tel, et toute la série n'est plus constituée que par le grès de Tarcău, dont le faciès a envahi aussi cet horizon. Il est alors transgressif sur le Crétacé inférieur (Aptien ou Schistes Noirs barrémiens et même sur l'Hauterivien), débutant toujours par un conglomérat de base à éléments crétacés du soubassement. D'ailleurs ce caractère de transgressivité s'est fait déjà connaître dans la zone précédente.

Le faciès marneux de l'Éocène est donc répandu dans ce que nous appelons la zone marginale du

Flysch, où il apparaît toujours accompagné d'Oligocène et dans les mêmes plis. C'est dans ces conditions qu'on le trouve tout le long du Flysch, ne jouant pas un rôle plus important que celui de l'Oligocène ou du Sénonien qui y prend part aussi.

Le faciès gréseux, ou le faciès du Grès de Tarcău est cantonné, au moins en Roumanie, dans la zone médiane du Flysch, qu'il constitue presque en entier et où il joue un rôle morphologique capital. Ainsi, à partir de la vallée du Teleajen vers l'Est et le Nord la zone du grès de Tarcău s'individualise et se développe, atteignant parfois 20 km de largeur. Sur son trajet, ce grès constitue successivement des massifs montagneux importants, tels que Siriu, Penteleu, Lăcăuțu, Şandru, Cărunta, les monts de Tarcău, etc.

Au Nord de la vallée du Bicaz cette zone se rétrécit et s'interrompt. D'ici, à la vallée de la Moldova, le grès de Tarcău a été en maints endroits enlevé par l'érosion, de sorte qu'il apparaît sous forme de lambeaux isolés. Cependant, dès qu'on passe en Bucovine la zone se refait. Mais au lieu d'être unitaire, comme en Moldavie, elle est bifurquée ou trifurquée par l'érosion.

Tandis que le bord externe de cette zone se résout, normalement, ou parfois par chevauchement, dans la zone marginale, son bord interne est souvent légèrement chevauché par les schistes noirs barrémiens, ou par les marnes aptiennes (fig. 6, pg. 69). C'est seulement quand l'érosion a creusé plus profondément, comme dans le Nord de la Moldavie et dans la Bucovine, ou bien quand ce grès s'étend sur l'Hauterivien, qu'on voit sa superposition normale sur le Crétacé inférieur. Dans de pareils cas on peut voir aussi les conglomérats de base.

Dans la région de la vallée du Teleajen la zone du Grès de Tarcău disparaît comme telle. On ne rencontre même plus l'Éocène de ce faciès que plus à l'Ouest, dans la région de la vallée de la Jalomița.

Le long du bord Sud de la zone infracrétacée des districts de Prahova et de Dâmbovița, l'Éocène embrasse de nouveau un faciès marno-gréseux, qui rappelle le faciès marginal. C'est sous le nom de **faciès de Șotrile** qu'est connu l'Éocène de ces régions.

Nous manquons de repères suffisants qui puissent nous faciliter la poursuite de la continuation de la zone du grès de Tarcău dans les Carpathes Orientales polonaises et slovaques. Les données que nous possédons sont assez imprécises et ont besoin d'être revues à la lumière des résultats acquis en Roumanie.

Cependant, d'après les descriptions de ZAPALOWICZ, on peut affirmer que le massif de Cernahora est constitué par du Grès de Tarcău, reposant sur des Schistes Noirs barrémiens. Une telle conclusion s'impose d'autant plus que ce massif tombe sur la continuation directe de la zone du même grès de Bucovine. Et si le soi-disant **Grès de Măgura,** qui forme une zone importante dans les Carpates Orientales polono-slovaques, est en effet le même grès que celui de Cernahora, alors nous sommes forcés d'admettre que notre Zone du Grès de Tarcău se continue tout le long des Carpates orientales, passant dans la Galicie du Nord, même au delà de la limite que nous leurs avons assignée. La chose paraît être d'autant plus probable, qu'au col des Beskides nous avons pu voir ce Grès de Măgura des géologues galiciens, qui, tant au point de vue pétrographique, que par sa position transgressive sur l'Infracrétacé, n'est que du Grès de Tarcău.

Dans la région de la vallée du Laborcz en

Slovaquie [1]), l'Éocène se présente sous un faciès qui rappelle le faciès marginal. C'est le cas de nous demander si l'Éocène de cet endroit, qui rappelle également le «faciès de Șotrile» de la Munténie orientale, ne ferait pas partie avec celui-ci d'une même zone de sédimentation, — intérieure à la zone du grès de Tarcău —, aujourd'hui presque complètement enlevé par l'érosion. Ce ne serait que plus au Sud-Ouest que se trouverait la zone de sédimentation le long de laquelle s'est déposé le faciès calcaire caractéristique à l'Éocène du bord interne du Cristallin et de la Cuvette transylvaine.

En ce qui concerne l'âge et l'horizontation de détail de toute la série éocène que nous avons examinée, il n'y a malheureusement que très peu de choses à dire. On peut affirmer que dans la zone marginale du Flysch les coupes détaillées, relevées tant en Roumanie qu'en Pologne, ont montré qu'il y a eu continuité de sédimentation du Sénonien à l'Oligocène. Donc, dans cette zone on doit admettre que le Nummulitique, Paléocène y compris, est représenté enentier.

Les documents paléontologiques que nous possédons jusqu'ici en Roumanie sont assez précaires. La seule indication paléontologique de l'existence du Paléocène nous a été fournie dernièrement par MURGEANU [2]), à la suite de la trouvaille qu'il a faite, dans la région de la vallée de la Jalomița, de quelques *Nummulites* mégasphériques du groupe *elegans-planulatus* dans des couches dont les rapports stratigraphiques avec les autres formations restent à préciser. Toujours dans la même région il a trouvé encore parmi d'autres

[1]) R. KETTNER, O. HYNIE and O. KODYM, Op. cit.

[2]) G. MURGEANU. Note sur la présence de *Nummulites elegans* SOW. dans le Sénonien de Dosul Stânei. C. R. d. s. I. G. R. 1925.

restes organiques, des Nummulites également mégasphériques du groupe *variolarius*. Entre la vallée de la Prahova et celle du Teleajen, et spécialement de la localité Şotrile, on a déterminé une faune de Foraminifères caractérisée par la présence de *N. complanatus* LAMK., et *N. Tchihatcheffi* d'ARCH. d'âge auversien-bartonien [1]).

Ensuite dans les conglomérats oligocènes et miocènes de Moldavie on trouve toujours de très gros blocs calcaires qui contiennent des restes d'une riche faune lutétienne [2]). Nous ne connaissons actuellement nulle part le long des Carpates Orientales de pareils calcaires en place. Très probablement ils se sont déposés sur une zone de sédimentation plus externe à l'actuelle zone à faciès marginal, recouverte complètement par les dépôts de la zone miocène. L'équivalent stratigraphique de ces calcaires doit être compris dans la série que nous avons analysée, sans pouvoir toutefois le séparer.

La limite supérieure que nous attribuons à la série éocène, telle que nous l'avons considérée, est tout à fait conventionnelle. La trouvaille de *N. intermedius-Fichteli* dans les couches de Tg. Ocna [3]) nous indique que l'horizon supérieur de notre Éocène marginal ainsi qu'une bonne partie de la série du Grès de Tarcău, appartient à l'Oligocène. D'ailleurs on connaît depuis longtemps des Mollusques fossiles

[1]) L. MRAZEC, Despre prezenţa Bartonianului în jud. Prahova. An. Acad. Rom. S. II, T. XXVIII, 1906.

G. BOTEZ, Comunicare preliminară asupra Bartonianului din jud. Prahova, An. Inst. Geol. Rom., II. 1909.

[2]) D. M. PREDA, Geologia regiunii subcarpatice din partea de Sud a jud. Bacău. An. Inst. Geol. Rom., VII. 1917.

S. ATHANASIU, Ueber eine Eocänfauna der Nordmoldauischen Flyschzone. Verh. d. k. k. g. R. A. 1899, pag. 256.

[3]) W. TEISSEYRE, Bakau'er Karpathen.

d'âge oligocène provenant du Grès de Măgura de la région de Uzsok[1]). Or nous avons vu que ce Grès de Măgura tombe en synonimie avec notre Grès de Tarcău.

Comme on n'a trouvé jusqu'ici aucun repère, soit dans le faciès marginal de l'Éocène, soit dans la série du Grès de Tarcău, qui puisse servir partiquement à la séparation exacte de l'Éocène, on place la limite supérieure de celui-ci au sommet des complexes pétrographiques dont nous avons parlé, et qui, du moins, offrent une excellente limite naturelle.

L'Oligocène. Ce sont les formations de ce terme qui couronnent la série des dépôts du Flysch.

De même que l'Éocène, l'Oligocène est caractérisé par des changements de faciès assez fréquents, qui se manifestent en même temps dans le sens transversal et dans le sens longitudinal.

À la base de la série oligocène on trouve parfois un paquet très puissant de marnes schisteuses, noirâtres, micacées, faiblement sablonneuses et friables, avec des intercalations minces de grès siliceux. C'est l'horizon connu en Moldavie sous le nom de **Couches de Bisericani** (S. Atanasiu), dont l'existence, quoique avec des épaisseures différentes, a été reconnue, par-ci par-là, à partir de la vallée de la Bistrița vers le Nord, jusqu'à la vallée du Ceremuș. Vers le Sud leur faciès disparaît, car on ne les a pas reconnues comme telles jusqu'ici. Toutefois dans la région de Hârja, dans la vallée de l'Oituz, on trouve à la base de l'Oligocène un horizon de marnes

[1]) K. Wojcik. Das Unterroligocän von Riszkania bei Uzsok. Bull. Acad. Sc. Cracovie, 1905.

bitumineuses qui sont l'équivalent des Couches de Bisericani.

En Pologne, les Couches de Popiele, déjà mentionnées, et placées par les géologues polonais à la partie tout à fait supérieure de l'Éocène, correspondent en réalité à l'horizon des Couches de Bisericani. Le faciès pétrographique de ces couches diffère de celui des couches de Bisericani, mais il se rapproche de celui de l'horizon que nous avons distingué à H â r j a.

Le niveau qui suit immédiatement et qui reste absolument constant pour l'Oligocène de toute la zone du Flysch, est celui de ménilites. C'est un paquet, dont l'épaisseur peut monter jusqu'à 40 m, constitué par des couches minces de quelques centimètres de ménilite brunâtre, rougeâtre ou même noirâtre. C'est ce niveau qui a détérminé le nom de **Schistes ménilitiques** qu'on donne d'habitude à toute la moitié inférieure de la série oligocène. Une partie de ce niveau est constituée d'habitude par des marnes siliceuses, bitumineuses, blanchâtres sur les surfaces découvertes, brun-foncé sur cassure fraîche, qui à l'intérieur des couches sont silicifiées jusqu'au point de devenir de véritables ménilites. On reconnaît toujours de loin ce niveau par sa couleur gris-clair ou même blanchâtre.

Le niveau à menilites passe à un puissant paquet (300—500 m) de schistes disodyliques, feuilletés, brun-foncé ou même noirs, bitumineux, avec des rosettes de petits cristaux de gypse et de la poudre jaune de sulfate de fer sur les surfaces de séparation. Ce sont les **Schistes à Meletta,** puisqu'ils contiennent beaucoup de restes de poissons et surtout de *Meletta crenata,* HAEK. C'est à la base de cet important horizon que s'intercale, à proprement parler, le niveau à ménillites, puisque parfois on rencotre des petits

paquets de schistes disodyliques même au-dessous de ce niveau.

Vers la partie supérieure apparaissent des intercalations de grès siliceux blancs de Kliwa, en couches de plus en plus épaisses et de plus en plus fréquentes à mesure qu'on approche la limite supérieure de l'horizon. C'est toujours dans la zone de ces intercalations qu'apparaissent parfois des bancs puissants de conglomérats, en général à gros éléments, dont la majorité est constituée par des roches vertes d'origine dobrogéenne. Il est à remarquer que ces conglomérats ne constituent jamais des niveaux continus. Leur développement est toujours local.

Comme restes organiques, en dehors des poissons, dont on connaît une vingtaine de formes, on a trouvé un Isopode, *Proidotea Haugi* et quelques Lamellibranches indéterminables spécifiquement [1]).

Au-dessus de l'horizon des schistes disodyliques, se trouve l'horizon du **Grès de Kliwa.** Celui-ci est constitué par des grès siliceux, blancs, provenant de l'agglutination presque exclusive des grains de quartz par un ciment siliceux. Des impuretés telles que la glauconie, des fragments de roches vertes et des paillettes de mica, sont assez rares. Ce grès

---

[1]) L. COSMOVICI, Les couches à poissons des monts Pietricica et Cozla. Bul. Soc. Med. şi Natur. Iaşi, I. 3. 1897.

I. SIMIONESCU, Sur quelques poissons du tertiaire roumain. Ann. Sc. Univ. Jassy, III. 2. 1905.

I. SIMIONESCU, Thynnus Albui, etc. Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi, XV, 1906.

I. LEIDENFROST, Bericht über die in der Frontlinie, etc. Földt. Közl., 1918.

E. RACOVITZA et R. SEVASTOS, Proidotea Haugi. Isopode Oligocène en Roumanie. Arch. d. zool. exp. et gén. 5, VI. 1910.

N. L. COSMOVICI, Note sur une faune oligocène du Flysch moldave. Ac. Rom. Bull. Sect. Sc. I. 1913.

est disposé en bancs épais, qui montent parfois même à 20 m. Les bancs sont séparés par des lits minces, quelquefois de quelques centimètres, de schistes disodyliques, dans lesquels on peut voir dans certaines régions, des lentilles minces de charbon, auxquelles s'associent des nids d'un ambre noirâtre et à reflets verdâtres, très recherché. On y rencontre aussi des intercalations de conglomérats à éléments verts. Ces conglomérats constituent parfois des bancs énormes; dans ce cas les dimensions des éléments sont aussi grandes, et peuvent dépasser ½ m. c. Mais leur développement est aussi local. L'épaisseur de tout l'horizon du grès de Kliwa excède en certains endroits 500 m.

Suivant MRAZEC, le grès de Kliwa proviendrait d'un sable de dunes, apporté par les vents d'une région avoisinante et déposé dans la mer oligocène.

Tandis que l'horizon des Schistes disodyliques, y compris le niveau à ménilites, est continu tout le long des Carpates orientales, et même au delà, l'horizon du Grès de Kliwa a un développement plus limité. Ainsi, on rencontre ce grès à partir de la région de Buștenari, dans le district de Prahova, jusqu'en Pokucie, où il disparait comme horizon, pour ne le retrouver plus loin que sous forme de minces intercalations dans l'horizon des disodyles.

Au fur et à mesure que l'horizon du Grès de Kliwa disparait comme tel, il est remplacé, en Galicie, par un complexe de marnes argilo-sablonneuses, avec des intercalations de grès micacés, à ciment argileux, disposés en bancs d'épaisseur moyenne; on y voit également, surtout vers la base des petits paquets de schistes disodyliques.

Tout ce complexe, qui se continue, dans ce pays à la partie supérieure de l'Oligocène, jusqu'à la

limite que nous avons tracée aux Carpates orientales, est connu sous le nom de **Couches de Polanica.** Au delà de cette limite, son faciès pétrographique change, en ce sens qu'il devient plus sablonneux et plus gréseux pour constituer les soi-disant **Couches de Krosno.**

En Bucovine, et probablement en Pokucie aussi, l'horizon du Grès de Kliwa passe, tant vers le haut que latéralement, sur le bord externe du Flysch, au faciès des Couches de Polanica. Par exemple, dans la région de D o l h o p o l sur le C e r e m u ș, au-dessus du Grès de Kliwa, suit un complèxe de marnes grises avec quelques intercalations de grès et des lits de schistes disodyliques; et à V i ș n i ț a sur la bord du Flysch, l'horizon du Grès de Kliwa est presque complètement remplacé par des Couches de Polanica, dans lesquelles on rencontre de puissantes intercalations de conglomérats à éléments verts.

Quelquefois le faciès marneux manifeste une tendance d'invasion même dans l'horizon des schistes disodyliques, comme c'est le cas, par exemple, dans les environs de T g. O c n a.

Vers l'extrémité Sud de la zone de Flysch, c'est à dire à l'Ouest de la vallée de Buzeu, on remarque une sorte d'engrenage entre le facies de l'Oligocène, tel que nous l'avons défini plus haut pour la Moldavie, et le faciès marneux et gréseux des Couches de Polanica. Par exemple, même dans la région de la vallée du B ŭ z e u, on constate dans la série oligocène des alternances répétées de schistes disodyliques et marnes grises, de grès de Kliwa et grès gris micacés, parfois jaune-verdâtre, schisteux et à structure curbicorticale. Un peu plus à l'Ouest, dans la région de la vallée du Teleajen le faciès marneux et gréseux - micacé — les soi-disant Couches de

Podu Morii de TEISSEYRE —, envahit davantage le faciès de Moldavie. De sorte qu'à partir de la vallée de la Prahova, on ne trouve plus du tout le faciès du grès de Kliwa, et en même temps les disodyles apparaissent tout à fait subordonnés aux marnes grises et au grès micacés. Nous sommes là dans les soi-disant **Couches de Pucioasa** de MRAZEC.

En ce qui concerne l'âge de la série oligocène telle que nous l'avons considérée ici, nous ne pouvons pas l'encadrer d'une manière plus précise que nous ne l'avons fait pour l'Éocène. C'est toujours avec approximation qu'on attribue l'horizon à Schistes disodyliques et son correspondant dans le faciès des couches de Pucioasa à l'Oligocène moyen et celui du grès de Kliwa, ainsi que les couches de Polanica, à l'Oligocène supérieur. La subdivision inférieure de l'Oligocène serait représentée comme nous l'avons déjà dit, par une bonne partie du Grès de Tarcău, sinon par tout l'horizon et par la partie supérieure de ce que nous avons considéré comme faciès marginal de l'Éocène.

La zone de développement des formations oligocènes correspond à la moitié externe de la zone du Flysch, appelée habituellement la zone marginale. Du côté interne les apparitions de l'Oligocène sont limitées par la zone infracrétacée. La mer oligocène s'est sans doute étendue à l'intérieur, au moins sur la zone occupée actuellement par le Grès de Tarcău. Mais ses dépôts ont été enlevés par l'érosion, et il en est resté aujourd'hui seulement quelques lambeaux qui se sont conservés sur la bordure interne de la zone de ce grès, dans la région de Tg. Secuesc et de Brețcu. Dans ces parages, l'Oligocène commence par des conglomérats à gros éléments, dont l'origine est carpatiques.

TABLEAU SYNOPTIQUE DES FORMATIONS DU FLYSCH DES CARPATES ORIENTALES

Séries et Etages	Zones du Flysch	C A R P A T E S O R I E N T A L E S							Dépression de la Bârsa et Bassin de la Dâmbovicioara
		Galicie occidentale	Galicie orientale et Slovaquie orientale	Pokucie	Bucovine	Moldavie du Nord	Moldavie du Sud et Transylvanie orient.	Munténie orientale	
Oligocène supérieur et moyen	marginale	Couches de Krosno Marnes et schistes à ménilites	Couches de Polanica Schistes ménilitiques	Couches de Polanica Schistes ménilitiques à interc. de conglomérats et grès de Kliwa	Grès de Kliwa Conglomérats à roches vertes dobrogéennes Schistes ménilitiques Couches de Bisericani			Grès de Kliwa Schistes ménilitiques / Couches de Pucioasa	
	interne		Couches de Krosno Marnes et schistes à ménilites Grès de Magura	Grès de Magura (en partie)	Grès de Tarcău (en partie)				
Oligocène inférieur et Eocène	marginale	Grès de Ciezkowice Grès schisteux Marnes vertes et rouges	Grès de Wigoda, Grès de Iamna. Grès schisteux, Calcaires de Pasieczna Marnes vertes et rouges, etc.		Grès de Tarcău (en partie) Grès calcaires, conglomérats à roches vertes dobrogéennes. Calcaires siliceux (Couches de Doamna) Marnes grises et rouges, grès tendres schisteux, etc.			Grès de Tarcău (Fusaru) Marnes et grès (faciès de Șotrile)	Calcaires à *Nummulites* de la Dépression de la Bârsa
	interne		Grès de Magura (en partie)		Grès de Tarcău (en partie)				
Sénonien	marginale	Couches de Czarnorzeka	Marnes de ciment à Fucoïdes et grès calcaires à hiéroglyphes et à *Inoceramus* Intercalations de conglomérats à roches vertes dobrogéennes et à fragments d'*Inoceramus*			Couches de Tisaru		Grès et marnes argileuses rouges à *Belemnitella* et *Inoceramus*	Grès et marnes grises sablonneuses à *Inoceramus*
	interne		Couches de Czarnorzeka						
Turonien et Cénomanien									
Albien	marginale	Grès de Godula						Grès et conglomérats au sud de Leaota à *Bel. minimus* et *Puz. planulata*	Conglomérats et grès à *Puz. planulata* et *Mort. inflatus*
	interne								
Aptien	marginale	Couches de Ellgoth						Grès et marnes	Calcaires marneux à *Requienia*
	interne		Grès schisteux et marnes (? Couches de Krosno)	Grès et marnes	Conglomérats, grès et marnes à *Orbitolines*. Calcaires à *Caprotines*				
Barrémien	marginale	Couches de Wernsdorf	Couches de Wernsdorf Couches de Spas Crétacé noir			Schistes Noirs			Calcaires marneux et marnes à *Crioceras Emerici*
	interne		?	Couches de Șipote (PAUL)		Marnes, grès et conglomérats (faciès interne) Schistes Noirs (Couches de Audia)			
Hauterivien et Valanginien	marginale	Couches de Grodischt	?						Marnes feuilletées à *Duv. dilatata* et *Crioceras Duvali* Calcaires marneux
	interne	Couches de Teschen		Marnes calcaires	Couches de Sinaïa				

Dans la région de la vallée du Laborcz, en Slovaquie, l'Oligocène paraît embrasser un faciès qui correspond plutôt au faciès des Couches de Krosno. Son horizon inférieur est constitué en majorité par des schistes disodyliques à ménillites, tandis que l'horizon supérieur est formé par des grès gris, quelquefois schisteux, à structure curbicorticale, qui rappellent les Couches de Krosno.

C'est avec les formations oligocènes que la série des dépôts du Flysch est close.

Dans le tableau ci-joint, nous avons essayé de donner une représentation d'ensemble et une parallélisation de toutes les formations du Flysch des Carpates Orientales.

TECTONIQUE DE LA ZONE DU FLYSCH

Nous avons peut être insisté plus qu'il ne fallait sur les significations et les caractères stratigraphiques des termes qui composent la série du Flysch. Nous l'avons cependant fait, en première ligne, dans le but d'écarter certaines confusions qui persistent, même en Roumanie, sur la position stratigraphique de diverses subdivisions et en même temps pour faciliter dans une certaine mesure des éventuelles parallélisations qu'on tâcherait d'établir entre les formations de Roumanie et celles de la Galicie et de la Slovaquie. Ce que nous venons de faire, c'est seulement un premier essai dans ce sens.

Mais le principal but que nous avons poursuivi en insistant sur la stratigraphie du Flysch a été celui de nous éclairer sur son vrai caractère tectonique.

En effet, dans les vingt dernières années, on a essayé plus d'une fois la synthèse tectonique des

Carpathes Orientales. Mais toutes ces constructions, aussi compliquées qu'ingénieuses, se ressentaient plutôt de l'influence des résultats attrayants de la tectonique alpine que de la connaissance exacte et complète de la géologie des Carpates. C'est par ce côté qu'elles ont toujours péché. À la base de toute représentation tectonique qu'on se faisait, il y avait toujours des connaissances incomplètes et même erronées de la stratigraphie du Flysch.

Nous n'avons pas l'intention de faire l'analyse critique des conceptions tectoniques qui ont été exprimées sur ces bases. Ce serait une tâche inutile, puisqu'on devine, sans recourir à aucune discussion, leur valeur actuelle. Toutes se trouvent en défaut devant les faits nouvellement acquis. Nous essaierons, au contraire, de voir quelles sont les conclusions tectoniques auxquelles conduisent les éléments stratigraphiques que nous avons appris à connaître dans le chapitre précédent.

Il est vrai que les recherches dans le domaine de la stratigraphie du Flysch, n'ont pas été poussées assez loin pour nous permettre de dire que nos connaissances sont complètes. Mais il n'est pas moins vrai, que nous possédons tous les éléments nécessaires pour nous rendre compte de la structure de cette importante zone des Carpates Orientales.

Nous tâcherons donc d'exposer en quelques mots cette structure.

En ce qui concertne les rapports existant entre la zone cristalline et la zone du Flysch, nous n'aurons pas à nous arrêter longtemps. Nous avons déjà montré quelles sont les relations entre le Cristallin et les Couches de Sinaïa, ce qui revient au même. Il résulte de l'examen de ces rapports que la masse

cristalline n'est pas un immense lambeau qui flotterait sur le Flysch, ainsi que le croyait UHLIG et certains autres auteurs, ni même une nappe-écaille, ainsi que sont inclinés à le croire d'autres.

Il est vrai que le bord externe de la zone cristalline chevauche quelquefois sur le Flysch, sur une largeur qui n'est d'ailleurs jamais trop grande. Tel serait le cas de la portion comprise entre la vallée de la Bistricioara et celle de la Bistrița en Moldavie, ainsi que celui de la région de la haute vallée du Ceremușul Negru dans le Maramureș. Mais ce sont des chevauchements locaux et superficiels. On ne les trouve, ni sur toute la ligne de contact des deux unité, et — ce qui est particulièrement important —, ni aux points où l'érosion a atteint le niveau le plus bas par rapport à la situation de ce plan de contact. Ce dernier cas est réalisé surtout dans la région de Câmpulung en Bucovine.

Nous avons déjà dit que cette région correspond à un point de soulèvement axial maximum, non seulement de la zone cristalline, mais aussi de la zone du Flysch. Il en résulte qu'ici l'érosion nous a découvert la tectonique de profondeur de toute la chaîne plissée; et c'est ici par conséquent, qu'on doit trouver son vrai caractère. En effet, nous avons déjà montré que le Cristallin descend dans ces parages, par trois ou quatre plis disposés en escalier, sous la zone du Flysch. (Fig. 1).

En suivant le bord du Cristallin vers le Nord, on reconnaît la persistance du même caractère. Après la disparition par plongement axial des plis cristallins de Câmpulung, on recontre d'autres plis qui se détachent successivement pour disparaître à leur tour de la même manière. Un de ces plis, de dimension plus grande que d'habitude, disparu sous la zone

du Flysch, est représenté par la traînée des klippes qui s'échelonnent entre le Ceremușul Negru et la Tissa Neagră dans la Maramureș. C'est également par l'ennoyage successif de ces plis que la zone cristalline disparaît complètement sous le Flysch. Au fur et à mesure qu'elle plonge vers le Nord-Ouest dans la direction de son axe, son bord Nord-Est est recouvert successivement par l'Hauterivien, le Barrémien et l'Aptien, voire par le Gault, tandis que sur le bord Sud-Ouest par le Cénomanien. REINHARD nous a donnés dernièrement quelques renseignements dans ce sens [1]).

En examinant la même zone de contact du Cristallin et du Flysch vers le Sud, on a constaté la même chose. Nous avons déjà indiqué les rapports du Cristallin avec les Couches de Sinaïa dans cette direction. Donc nous ne nous y arrêterons plus. Son ennoyage à cette extrémité se fait également par la disparition successive de ses plis.

La réapparition de la zone cristalline dans le massif de la Leaota se fait de la même manière. Tout d'abord, on recontre le Mésozoïque, qui perce le manteau de Flyschet ensuite les Schistes cristallins. En face de ce massif et sur la bordure interne du Flysch, on touve quelques écailles mésozoïques, qu'il faut regarder comme des marches affaissées de la zone cristalline sous le Flysch. La plus extérieure, qui pourrait bien correspondre à la crête cristalline de Dămuc, est indiquée par les coincements des calcaires tithoniques qui forment une traînée presque continue depuis Satu-Lung jusqu'à Piatra Arsă et Pietricica près de Sinaïa. Une autre écaille

[1]) M. REINHARD u. I. ATANASIU, Geologische Beobachtungen, etc.

serait représenté à ce qu'il paraît par la crête tithonique de Postăvaru; et enfin, les apparitions triasiques et jurassiques de Brașov, qui se continuent sur la haute vallée de la Jalomița, feraient partie de la masse même de la Leaota.

Toutefois, si la zone cristalline n'a pas la caractère de nappe, il est hors de doute qu'un important accident tectonique la sépare de la zone du Flysch. Vers la surface, cet accident se traduit par un chevauchement plus ou moins court, tandis qu'en profondeur il se résout en plis qui descendent en cascade sous le Flysch. Celà fait que la zone du Flysch apparaît comme une marche affaissée par rapport à la zone cristalline.

En ce qui concerne la tectonique de la zone même du Flysch, contrairement aux représentations qu'on imaginait auparavant, elle est en général bien simple.

Nous avons vu que dans la série des dépôts qui constituent cette zone, on distingue deux phases de sédimentation séparées par une phase d'exondation La première phase appartient au Crétacé inférieur, tandis que la seconde, comprend le Crétacé supérieur et la Paléogène. La zone de développement des formations de la première phase, constitue aujourd' hui ce que nous appelons **la zone interne du Flysch,** composée exclusivement par des dépôts infracrétacés. Par son bord interne elle entre, comme nous l'avons vu, en relation avec le Cristallin, et par son bord externe avec ce que nous appelons **la zone marginale du Flysch,** comprenant les formations de la deuxième phase de sédimentation.

Le contact direct entre ces deux zones n'est pas visible partout en Roumanie. Il n'est découvert qu'entre la vallée de la Dâmbovița et celle du Buzeu

en Valachie et entre la vallée de la Bistrița et celle de la Moldova dans la Moldavie et la Bucovine. Partout ailleurs il est masqué par les dépôts de la trans-, gression paléogène sur la zone interne du Flysch, représentée aujourd'hui par la bande du Grès de Tarcău, qui constituerait en quelque sorte, au moins en Moldavie, une **zone médiane du Flysch.**

Les deux zones stratigraphiques principales sont en même temps d'importantes zones tectoniques. Elles peuvent être suivies tout le long des Carpates Orientales et elles sont été reconnues à peu près comme telles depuis bien longtemps.

UHLIG a été le premier à distinguer une zone beskide d'une autre subbeskide, qu'il considérait ensuite comme nappes. Tandis que cette dernière, qui devient pour S. ATANASIU zone marginale et pour MRAZEC nappe marginale [1]), est identique à ce que nous appelons avec S. ATANASIU zone marginale, dans la zone où la nappe beskide de UHLIG, zone interne pour S. ATANASIU et nappe de Grès de Uzu de MRAZEC, est comprise notre zone interne avec la zone du Grès de Tarcău.

L'accident tectonique qui sépare ces deux zones est semblable à tous les points de vue à celui qui sépare le Cristallin du Flysch. La zone interne ou infracrétacée disparaît vers l'Est en desendant sous le Sénonien de la zone marginale par des plis en escalier, quoique par places elle semble chevaucher la zone marginale (fig. 7). Il est à mentionner que cette zone se comporte comme une marche affaissée par rapport à la zone interne, tout comme celle-ci se comporte par rapport à la zone cristalline. La ligne

---

[1]) L. MRAZEC. Industrie du pétrole en Roumanie. Les gisements de pétrole. Bucarest, 1912.

qui sépare la zone interne de la zone du Grès de Tarcău, qui se comporte quelquefois comme un léger chevauchement, est un accident tectonique tout à fait secondaire et superificiel, qui ne compte pas dans la tectonique fondamentale du Flysch (fig. 6).

La zone interne et la zone médiane ont une tectonique de détail qui n'offre rien de particulier. Elles sont composées toutes les deux par des plis plus ou moins irréguliers et d'autant plus serrés, qu'on a affaire à des roches plus plastiques (Couches de Sinaïa, l'Aptien marneux etc). Des plis-failles et de légers renversements ne sont pas rares.

La tectonique de la zone marginale est un peu différente. Les plis de cette zone, plis-failles généralement, sont regulièrement jetés vers l'extérieur, chevauchant les uns les autres sur des largeurs variables. Les géologues polonais ont fait de tous ces plis, toute une série de nappes qui en Galicie prennent un plus grand développement.

Vers les deux extrémités de notre chaîne, ainsi qu'en Moldavie, la direction des plis n'est pas rigoureusement parallèle au bord du Flysch. Les cas où ces plis quittent sous forme d'éperons la zone paléogène pour descendre dans la zone néogène sont assez fréquents; de sorte que le bord du Flysch dans ces régions décrit une ligne assez irrégulière. Cette irrégularité peut être exagérée encore par les degrés différents de déferlement des plis bordiers pardessus la zone miocène.

Dans la Munténie orientale toute la zone marginale, ainsi que la zone du Grès de Tarcău, s'ennoyent sous une couverture mio-pliocène, en se résolvant petit-à-petit en une série de plis, dont les noyaux seulement sont formés par des dépôts de la zone marginale.

En Bucovine et dans la Galicie orientale, les plis gardent un parallélisme assez rigoureux et leur direction se confond avec celle du bord du Flysch. Et quoiqu'ils chevauchent aussi sur la zone miocène, le chevauchement ayant toujours la même amplitude, le bord du Flysch se dessine comme une ligne presque droite. D'ailleurs cette régularité n'est pas dérangée, même lorsque certains plis quittent la zone du Flysch.

Le contact du Flysch avec la zone miocène se traduit en général par un chevauchement, qui peut aller parfois jusqu'à 3 et même 4 km de largeur. Pourtant, à une certaine profondeur, il doit revêtir le même caractère que ceux qui séparent, d'un côté la zone marginale de la zone interne du Flysch, et de l'autre celle-ci de la zone cristalline. Cette profondeur ne doit pas être en tout cas trop grande. L'apparition des Schistes Noirs barrémiens dans la zone marginale, le grand développement que prennent, par-ci, par-là, les conglomérats dans les dépôts de cette zone, leurs blocs énormes et leur caractère lenticulaire, ensuite les coincements des formations plus anciennes du soubassement, tel que la klippe jurassique de Crasna en Bucovine [1]), sont autant d'indications que l'ancien lit du géosynclinal du Flysch le long de la zone marginale doit être assez près de la surface.

Le bombement axial de notre chaîne carpatique dans la région de la vallée de la Moldova, mis en évidence par le Cristallin, se révèle aussi d'une manière très nette dans la zone du Flysch. C'est toujours dans cette région que le Flysch est réduit à la moindre

---

[1]) H. VETTERS. Die Kalkklippe von Krasna bei Czudin in der westlichen Bukowina. Jahrb. d. K. K. geol. RA. LV, 1905.

largeur de tout son parcours. Cette étroitesse est due précisément au maximum de soulèvement atteint par toute la zone plissée. Cela signifie que l'érosion a enlevé, d'un côté une bonne partie de la zone interne du Flysch qui recouvrait, sans doute, la bordure externe du Cristallin, et de l'autre le bord de la zone marginale qui chevauchait sur le Miocène. Il convient de faire remarquer aussi que c'est dans ces parages qu'ont été complètement érodées la zone du Grès de Tarcău, ainsi que celle de l'Aptien. C'est également à cause de ce soulèvement que le faciès gréseux du Barrémien manque, et que celui des Schistes Noirs, qui affleurent toujours, ainsi qu'on l'a vu, dans une zone relativement éloignée du bord du Cristallin, sans laisser surprendre leur superposition aux Couches de Sinaïa, apparaissent ici à proximité du Cristallin et reposent directement sur l'Hauterivien.

Les géologues polonais ont révélé l'existence de quelques autres bombements axiaux dans la zone marginale du Flysch. De pareils soulevements existent aussi en Roumanie. Ce sont cependant des phénomènes tout à fait secondaires et locaux par rapport au grand soulèvement de toute la chaîne des confins de la Moldavie et de la Bucovine.

III. LA ZONE NÉOGÈNE

A l'extérieur de la zone du Flysch s'étend la troisième zone plissée, qui contribue à la constitution des Carpates Orientales. Connue sous le nom de «Zone salifère», «Zone miocène subcarpatique» ou tout simplement «Subcarpates», nous préférons l'appeler Zone Neogène, puisque son extrémité méridionale supporte aussi des formations pliocènes.

Cette zone se dessine assez largement et apparaît assez bien développée à partir de la vallée de la V i s t u l e, jusqu'à la région de la vallée supérieure du P r u t. Dans ces derniers parages ele est recouverte en partie par la plaque horizontale de dépôts sarmatiens, qui réduisent progressivement vers le Sud la largeur de ses affleurements jusqu'à quelques centaines de mètres. Ainsi rétrécie la zone néogène se continue dans le sud de la Pokucie et tout le long de la Bucovine jusqu'à la hauteur de F ă l t i c e n i, dans la Moldavie. Ce n'est que vers le Sud qu'elle s'élargit graduellement, atteignant à B a c ă u 30 km. de largeur. Mais à la hauteur de la vallée du T r o t u ș elle se rétrécit brusquement de moitié et ensuite, avec une largeur variant entre 10 et 15 km, elle atteint le bassin du B u z ă u. Vers le Sud-Ouest et l'Ouest, à côté des dépôts miocènes, le Pliocène entre aussi effectivement dans sa constitution, bien que même du district de Neamț le bord du Sarmatien et ensuite celui du Méotien du Plateau Moldave, se redressent et se joignent successivement à la zone plissée. Entre la vallée du B u z ă u et celle de la J a l o m i ț a les dépôts miocènes s'ennoyent sous le Pliocène de la même manière que la zone marginale du Flysch s'est ennoyée sous le Miocène. C'est ici que'est **la région des plis diapirs.**

Dans l'aire d'ennoyage de la zone marginale du Flysch, celle-ci se réduit progressivement à deux grands plis qui constituent ce qu'on appelle **l'Éperon de Văleni** et **l'Èperon de Homoticiu.** Ces éperons délimitent deux grands synclinaux miocènes connus dans la bibliographie sous les noms impropres de **Cuvette de Drajna** et **Cuvette de Slănic.**

Laissant de côté toute discussion et toute analyse concernant la bibliographie concernant cette zone,

d'ailleurs assez riche en Roumanie, les résultats stratigraphiques auquels on est arrivé peuvent être résumés comme il suit:

Le miocène. *a)* L e p r e m i e r é t a g e m é d i t e r r a n é e n. — Partout où l'on a pu voir les dépôts les plus inférieurs de la série miocène, on a constaté qu'ils sont constitués par un horizon de marnes argileuses, noirâtres, avec de faibles intercalations de grès tendres, micacés, disposés en couches minces. Les efflorescences de sel et les sources d'eaux salées sont très fréquentes. Des paquets assez puissants de gypses noirâtres, bitumineux et terreux, quelquefois blancs, caractérisent cet horizon. C'est également dans la série de ces couches, que sont compris tous les gisements carpatiques de sel.

Très rarement on a pu surprendre le contact stratigraphique de cet horizon avec l'Oligocène. Il existe quelques endroits en Roumanie, où l'on peut voir le passage entre les deux unités, surtout dans la Munténie orientale. En Galicie, d'après les relations de TOLWINSKI [1]), c'est à K o r c z y n et à T y z o w n i c a, sur le S t r y j, que l'on a pu surprendre la superposition de l'horizon à gisements de sel sur les Couches de Polanica oligocènes. D'habitude ce contact est masqué par la dislocation qui marque toujours le bord du Flysch.

L'horizon marneux est toujours suivi, en concordance, d'un horizon à conglomérats. Ce sont les conglomérats burdigaliens, ou **Conglomérats de Brebu,**

---

[1]) K. TOLWINSKI. Les Carpates bordiers de Skole. Stacya geol. Boryslaw. Biul. 8/1925.

ou de **Pietricica,** en Roumanie et les **Conglomérats de Sloboda-Rungurska** en Galicie.

De même que l'horizon précédent, celui-ci constitue un niveau continu tout le long des Carpates orientales, quoique son épaisseur puisse varier d'un endroit à l'autre. Parfois il arrive même à 200 m. d'épaisseur, tandis que d'autres fois son épaisseur peut être réduite à quelques dizaines de mètres.

Les éléments constitutifs de ces conglomérats sont d'origine dobrogéenne, surtout à partir de la vallée du Teleajen jusqu'à Przemysl, où les roches vertes prédominent. Leurs dimensions sont variables. Il est des cas où l'on rencontre de gros blocs à peine roulés, dont le volume dépasse 100 mètres cubes. On trouve de pareils conglomérats dans la colline de Pietricica, près de Bacău[1]), ainsi que dans la colline de Pleșu à Tg. Neamț. En Galicie il existe ausssi des endroits où ses éléments peuvent atteindre des grandes dimensions, comme c'est le cas dans la région de Sloboda-Rungurska.

Ces conglomérats sont toujours associés à des grès, par l'intérmédiaire desquels l'horizon passe graduellement, tant aux marnes de l'horizon précédent, qu'à la série supérieure.

En opposition avec l'horizon des marnes à sel, l'horizon des conglomérats est presque toujours bien découvert et ce qui est à retenir, tansgressif par rapport à celui-là. Parfois il y a même une discordance qui les sépare.

Ces deux circonstances, concordant avec le fait

---

[1]) D. M. PREDA. Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău (Avec resumé français). An. Inst. Geol. Rom. VII 1917.

que presque toujours le contact de l'horizon à sel avec le Flysch est un contact tectonique, ont amené certains géologues galiciens à croire, d'un côté que les conglomérats seraient d'âge oligocène, et de l'autre, que l'horizon à sel appartiendrait au deuxième étage méditerranéen. On saisit la conséquence tectonique immédiate qui en résulte: le charriage de l'Oligocène sur le deuxième étage méditerranéen [1]). La coupe que nous avons suivie le long de la vallée de la Lucza à Iablonow, à l'occasion de la pre-

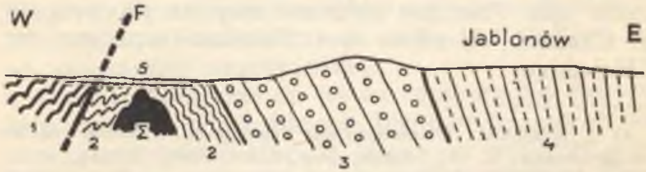


Fig. 8. Coupe par les depôts miocènes le long de la vallée de la Lucza. (d'après B. Swiderski, interpretée par G. Macovei). Échelle 1:37.500.

1. Schistes disodyliques (Oligocène). — 2. Marnes et argiles à gisement de sel (Σ) (Aquitanien). — 3. Conglomérats de Sloboda Rungurska (Burdigalien). — 4. Grès et marnes à gypse — Couches de Dobrotow (Helvétien).

mière réunion de L'Association Carpathique en Pologne, nous a montré d'une manière des plus évidentes la série normale des formations miocènes. Elle peut même servir à ce point de vue comme type pour l'étude de la succession de ces formations dans les Carpates orientales. C'est pour cela que nous la faisons figurer ici. (fig. 8).

Les nombreuses discussions soulevées en Roumanie relativement à la signification stratigraphique

[1]) B. SWIDERSKI. Geological structure of the Pokucie Carpathians. Sacja geol. Borislaw, Biul. 7 1925.

des dépôts que nous avons rangés ici, ont mené à la conclusion qu'ils doivent appartenir au premier étage méditerranéen [1]).

La trouvaille de quelques exemplaires de *Pecten* dans l'horizon des conglomérats [2]), ont confirmé cette manière de voir, sans qu'on puisse toutefois apporter des précisions de détail. De sorte que nous considérons seulement d'une manière approximative, l'horizon des marnes à sel d'âge aquitanien, et celui des conglomérats d'âge burdigalien. Il n'est pas exclu que l'horizon inférieur empiète un peu sur le Chattien, de même que l'horizon supérieur sur l'Helvétien.

---

[1]) S. ATANASIU. Discussion sur l'âge de la formation salifère en Roumanie. C. R. Séances Inst. Géol. Rom. V 1914.

S. ATANASIU. La formation salifère miocene du bassin de Cuejdiu et de l'Almaşu du district de Neamţ et ses rapports avec le Flysch, Ibid. VII 1916.

H. GROZESCU, D. PREDA et I. POPESCU-VOITESTI. La classification du Méditérranéen en Roumanie. Considérations générales sur l'âge de la formation salifère en Roumanie, Ibid. VII 1916.

H. GROZESCU. La géologie de la région subcarpathique de la partie septéntrionale du district de Bacău. An. Inst. geol. Rom. VIII/1918.

G. MACOVEI. Sur l'âge de la formation salifère subcarpathique. C. R. Séances Inst. Geol. Rom. V/1914.

G. MACOVEI. La position stratigraphique et tectonique des gisements de sel de Roumanie. Ibid. VII/1916.

L. MRAZEC et W. TEISSEYRE. Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie. Mon. Int. Petrol. Rom. III/1902.

L. MRAZEC et I. POPESCU-VOITESTI. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. An. Inst. Geol. Rom. V/1915.

L. MRAZEC. Sur l'âge du salifère C. R. Séances. Inst. Geol. Rom. IV/1915 et diverses autres communications.

[2]) D. M. PREDA. La géologie et la tectonique de la partie orientale du district Prahova. An. Inst. Geol. X/1925.

b) Le second étage méditerranéen.— L'horizon des conglomérats passe insensiblement à la partie supérieure vers un puissant complexe de couches, composé d'une alternance irrégulière de grès grossiers, micacés et tendres, de couleur gris-cendré ou gris-jaunâtre; de marnes argileuse et sablonneuses, quelquefois schisteuses, de la même nuance; de paquets puissants de sable légèrement agglutinés et de grès schisteux à ripple-marks. La partie inférieure de ce complexe prend assez souvent une coloration rouge-brique qui peut empiéter même sur les conglomérats. Mais le ton fondamental de toute la formation est un gris-cendré caractéristique.

Dans ce complexe on trouve toujours des paquets importants de gypse fibreux, blanc ou terreux et des couches de tufs dacitiques, blancs ou verdâtres. Des efflorescences salines, ainsi que des sources d'eau salé, n'y manquent pas non plus.

C'est presque tout le Salifère de la bibliographie un peu plus ancienne de la Roumanie, ce sont les **Couches de Dobrotow** de la bibliographie galicienne. Son âge helvétien est hors de doute, vu sa position intermédiaire entre les conglomérats burdigaliens et le Tortonien qui suit en concordance.

Les affleurements de cette série de couches, occupent la grande majorité de la surface de la zone miocène dans toute sa longueur. C'est seulements dans la région des plis diapirs que ses dépôts sont masqués par des formations plus récentes. Sur l'emplacement de la zone marginale du Flysch, noyée dans l'Est de la Munténie, les deux cuvettes miocènes, Drajna et Slănic, sont par contre remplies surtout par des dépôts helvétiens.

En continuation directe avec ce complexe on trouve par-ci par-là, des petits lambeaux marneux-sablon-

neux, avec de nombreux restes de faune tortonienne.

Ce sont les témoins d'une couverture continue de dépôts tortoniens ménagés par l'érosion.

En Galicie, il paraît que cet étage s'est mieux conservé, car des traces de son existence sont assez fréquentes. En Roumanie, en dehors du petit lambeau de calcaire à *Lithothamnium* de Tg.-Ocna[1]), ce n'est que dans la région des plis diapirs que l'érosion a ménagé plus de restes de la couverture tortonienne. Jusqu'ici, on en a rencontré sur la vallée du Buzeu[2]), â Ogretin[3]), à Melicești[4]), etc.

Le dernier terme de la série du second étage méditerranéen est représenté par les marnes, les grès et les calcaires sarmatiens, qui ne comptent dans la zone plissée qu'à partir de Bacău, vers le Sud. Vers le Nord, les mêmes dépôts, disposés horizontalement, constituent en grande partie le plateau moldo-bessarabien. C'est dans ces régions que parmi les dépôts sarmatiens, s'intercalent des sables et des cendres andésitiques. En Bucovine et en Pokucie, la plaque sarmatienne avance vers le bord du Flysch, masquant, ainsi que nous l'avons déjà mentionné, la zone plisée du Miocène marin.

Si l'on tient compte du caractère des formations miocènes ainsi que de leurs rapports stratigraphiques,

---

[1]) D. M. PREDA. Geologia regiunii subcarpatice, etc.

[2]) G. MACOVEI. La structure géologique de la vallée du Buzău entre Păltineni et Cislău. C. R. Séances Inst. Geol. Rom. VII/1916.

[3]) I. POPESCU-VOITESTI. Nouvelles données sur la présence du Tortonien fossilifère. An. Inst. Geol. Rom. VI/1915.

[4]) O. PROTESCU. Communication préliminaire, de la présence de l'étage tortonien dans la région Melicești (dist. Prahova). C. R. S. Inst. Geol. Rom. IV/1915.

on arrive à la conclusion que pendant leur dépôt, les Carpates orientales ont subi deux transgressions. La première, qui marque le début de tout un cycle de phénomènes géologiques, correspond en ses grands traits au Burdigalien, et la seconde au Tortonien.

La transgression burdigalienne a atteint aussi la zone du Flysch, en dehors de la région d'ennoyage de la Munténie orientale. Car en Moldavie, dans la région de la vallée du Slănic et de celle de l'Oituz, on connaît des lambeaux importants de conglomérats burdigaliens et de grès, marnes et gypses helvétiens [1]). Il n'est pas exclu que les eaux miocènes aient recouvert par endroits, toute la largeur de la zone carpatique. Les conglomérats miocènes à éléments exclusivement hauteriviens du versant Ouest de Perşani [2]), ainsi que les marnes à Globigérines de même âge de la dépression de la Bârsa, constitueraient des indications à ce point de vue.

Le Pliocene. Quoique des dépôts métoiens se joignent à cette zone à partir de Bacău, les formations pliocènes n'y comptent d'une manière décisive, qu'à partir de la vallée du Râmnic-Sărat vers le Sud-Ouest.

Dans ce parage, elles recouvrent la série des formations miocènes d'une suite ininterrompue [3]).

---

[1]) W. TEISSEYRE. Zur Geologie der Bakauer Karpathen.
G. MACOVEI. et I. ATANASIU. Câteva date asupra constituției geologice, etc.

[2]) FR. HERBICH. Das Széklerland.

[3]) W. TEISSEYRE. Über die maestische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpathen der östlichen Muntenia. An. Inst. Geol. Rom. II. 1906.

Le Méotien apparaît toujours formé par une alternance irrégulière de sables, grès concrétionnés, calcaires oolithiques et marnes sablonneuses, qui constituent un paquet d'une épaisseur approximative de 300-350 mètres. En Moldavie, il est très riche en sables et cendres andésitiques.

Grâce au faciès arénacé qui y prédomine et aux conditions tectoniques spéciales, le Méotien est un des plus riches étages en pétrole de Roumanie.

Le Pontien est constitué presque exclusivement par des marnes argileuses et sablonneuses avec de rares et minces intercalations de sables. Son épaisseur moyenne est estimée à 600 mètres.

Vu son caractère pétrographique, le Pontien n'est pas un étage pétrolifère; en échange, il constitue un excellent toit protecteur pour les gisements méotiens.

Dans le Dacien le faciès arénacé apparaît de nouveau. Il est constitué presque en entier par des sables et grès tendres, avec des intercalations fréquentes de marnes argilo-charbonneuses à couches de lignite. Son épaisseur varie autour de 250 mètres.

Cet étage contient également des quantités considérables de pétrole, surtout dans ses horizons inférieurs.

Le dernier terme de la série pliocène est le Levantin. Nous rangeons dans cet étage une succession de couches d'une épaisseur qui peut monter parfois jusqu'à 700—800 m. Elle commence par des marnes argileuses verdâtres, qui constituent d'habitude le toit protecteur des gisements de pétrole daciens, se

---

G. BOTEZ. Communication préliminaire sur la structure géologique de la région figurée sur la feuille «Haimanale» XXX. (1 : 50.000). C. R. Séances Inst. Geol. Rom. VII. 1916.

D. M. PREDA. La géologie et la tectonique, etc. An. Inst. Geol. Rom. X. 1925.

continue ensuite par des sables et des grès tendres, avec des lits marneux, et finit par des masses considérables de graviers torrentiels, connus sous le nom de Graviers de Cândești (MRAZEC). Il est hors de doute qu'une bonne partie de ces graviers se sont déposés au commencement du Quaternaire. Mais faute de moyens, pour déterminer la limite supérieure du Levantin, on les englobe, en pratique, tous dans le Pliocène.

Les épaisseurs que nous avons spécifiées pour chaque subdivision du Néogène, ne sont réalisées que dans les auges synclinales. Le long des crêtes anticlinales, ces épaisseurs décroissent sensiblement, arrivant parfois jusqu'à disparition complète de certains termes. C'est là précisément le caractère du diapirisme[1]). Cet amincissement est dû, d'un côté à un manque primordial de sédiments le long des anticlinaux, et de l'autre aux phénomènes de laminage qui ont agi pendant et après la mise en place des plis diapirs.

Tout comme dans le Miocène, on constate aussi dans le Pliocène des oscillations des lignes de rivage des mers dans la région carpatique.

Tout d'abord, une transgression méotienne a dépassé le bord du Flysch. Les traces de cette avance du grand lac méotien sur la zone paléogène sont représentées en première ligne par le bassin de Comănești et par les petits lambeaux de conglomérats de la haute vallée du S l ă n ic en Moldavie.

Une deuxième transgression correspond au Dacien. Mais celle-ci n'a pas atteint, du moins en Muntènie orientale, les limites auxquelles était arrivée la transgression méotienne.

---

[1]) L. MRAZEC. Sur les plis diapirs. C. R. S. Inst. Géol. Rom. VI. 1915.

Il y a lieu de mentionner que des dépôts pliocènes remplissent les dépressions intracarpatiques du bassin supérieur de l'O l t et du M u r e ș. De pareilles formations se trouvent plaquées, comme nous l'avons déjà dit, même sur la zone cristalline à des altitudes de 1000 et 1200 mètres.

Nous ne pouvons préciser encore si ces sédiments ont été déposés dans les lacs locaux et isolés, marécages tourbeux sans aucune communication, ou bien, ce qui est plus probable, dans des lacs, toujours marécageux, mais qui communiquaient avec le grand lac pliocène ponto-caspien.

TECTONIQUE DE LA ZONE NÉOGÈNE

La tectonique de cette zone est bien plus simple dans ses grandes lignes. C'est une grande auge, qui se comporte comme une marche affaissée par rapport à la zone du Flysch, et dont la largeur peut arriver parfois jusqu'à 60 km, comme en Galicie. Du côté extérieur elle est limitée successivement par le bord de la Dépression Volhynienne, du Plateau podolien, du Plateau moldave et finalement par celui de la Plaine Roumaine. À son extrémité N-O la zone est coupée par la dislocation de la V i s t u l e, tandis qu'à l'autre extrémité elle se perd progressivement par des «plis mourants», suivant l'expression de M. MRAZEC, dans la Plaine Roumaine entre la vallée de la I a l o m i ț a et celle de la D â m b o v i ț a.

Les formations qui la composent sont fortement plissées dans toute leur étendue et d'autant plus qu'on approche du bord du Flysch.

Nous avons déjà examiné le contact tectonique de la zone néogène avec celui-ci. Il embrasse à peu près

les mêmes caractères de détail à partir de la Galicie du Nord jusque dans la Munténie orientale. Le long de cette ligne le Miocène est chevauché par le Flysch.

Par suite de cette circonstance tectonique et à cause de sa situation affaissée par rapport au Flysch, la zone néogène a été nommée encore «Zone sub carpatique» ou tout court «Subcarpates». Vu que ces rapports et ces circonstances tectoniques ne sont pas spéciales à la zone néogène et qu'elles se retrouvent aussi entre les deux zones du Flysch, de même qu'entre celui-ci et le Cristallin, nous avons cru cette considération insuffisante pour la désignation qu'on lui a donnée. Nous pensons au contraire que le nom de **«Précarpates»**, que nous avons proposé, il y a plus de dix ans [1]), est plus expressif et plus en accord avec la situation de cette zone et avec toutes les circonstances tectoniques qui l'accompagnent.

Vers l'extérieur notre zone néogène, du moins en Galicie, ne paraît pas être limitée tectoniquement d'une manière nette. Les lignes tectoniques reconnues par TEISSEYRE, s'étendant de Lwow vers Cernăuți, n'intéressent que le bord occidental de la Plateforme Russe.

Dans la Pokucie et dans la Bucovine les plis du Miocène sont recouverts par la plaque sarmatienne. De sorte que nous ne savons pas exactement jusqu'où s'étend la zone plissée. En tout cas elle ne va pas très loin, car sur la vallée du Prut, en aval de Cernăuți, le Tortonien horizontal recouvre directement le Crétacé supérieur également horizontal.

C'est en Moldavie, à partir de l'ancienne frontière,

---

[1]) G. MACOVEI. La position stratigraphique et tectonique des gisements de sel.

que notre zone précarpatique commence à apparaître complètement découverte. Ce n'est d'ailleurs que de cet endroit vers le Sud que le Sarmatien se joint petit à petit à la zone plissée. En même temps sa bordure extérieure est marquée de distance en distance par l'apparition de formations paléogènes dans l'axe de quelques anticlinaux marginaux. Tel est le cas de Tg.-Neamț, de Pietricica près de Bacău, de Răchitașu dans le district de Putna, etc. Ce qui nous montre que le Paléogène constitue, au moins en Roumanie, le soubassement de la zone néogène et que cette zone affecte la disposition en auge.

À part ces coincements paléogènes, il n'y a nulle fracture, nulle dislocation dans ce genre qui marquet continuellement le bord des Précarpates, ainsi qu'on l'a supposé auparavant [1]). Les coupes relevées par GROZESCU et PREDA [2]) à travers cette bordure sont concluantes. Même à la hauteur des noyaux paléogènes, les plis meurent tranquillement à l'extérieur de ces anticlinaux, intéressant le Sarmatien et même le Méotien (fig. 9).

C'est en somme avec ces caractères que se continue le bord des Précarpates jusqu'au bassin du Buzău, d'où l'on passe en pleine région des plis diapirs.

Dans les noyaux de ces plis, formés par tous les termes du Néogène jusqu'au Levantin inclusivements, affleurent assez souvent, à côté des massifs de sel, des

---

[1]) L. MRAZEC et W. TEISSEYRE. Aperçu geologique sur les formations salifères.

[2]) H. GROZESCU. La Géologie de la région subcarpatique etc.

D. M. PREDA. Geologia regiunii subcarpatice, etc.

formations paléogènes [1]). Ces plis sont donc identiques, à ce point de vue, au pli de Pietricica, qui doit rentrer aussi dans la catégorie des plis diapirs.

Nous avons essayé auparavant d'expliquer la genèse de ces plis [2]) d'une manière un peu différente de celle que lui a donnée M. MRAZEC, qui les a reconnus pour la première fois et qui a montré la généralité de ces formes tectoniques [3]). Tandis que pour celui-ci le jeu des pressions latérales dans des conditions



Fig. 9. Coupe à travers le chaînon de Pietricica près de Bacău (d'après D. Preda. Échelle 1:100.000).
1. Schistes disodyliques (Oligocène).— 2. Marnes et argiles inférieures (Aquitanien).—3. Conglomérats (Burdigalien).—4. Marnes et argiles supérieures (Helvétien et Tortonien).—5. Sarmatien. 6. Méotien.

spéciales est suffisant pour conduire à la formation des plis diapirs, pour nous le diapirisme a pour point de départ un défaut primordial de sédiments le long des crêtes anticlinales, déterminé par la circonstance que le plissement s'est effectué en même

[1]) H. GROZESCU, I. POPESCU-VOITESTI et D. M. PREDA. Sur la présence des klippes paléogènes dans la partie orientale de la région des collines du jud. Prahova. C. R. Séances. Inst. Geol. Rom. VII. 1916.

[2]) MACOVEI G. La position stratigraphique et tectonique des gisements de sel.

[3]) L. MRAZEC. Sur les plis diapirs.

temps que la sédimentation. Ce n'est qu'au cas où la phase de plissement devance la phase de sédimentation qu'on arrive à des plis à diapirisme exagéré, du type «Moreni» [1]).

Au contact de la région des plis diapirs avec la plaine, on assiste à un décroissement successif de l'intensité du plissement. De sorte que le passage d'une région à l'autre se fait par l'intermédiaire des ondulations et des bombements à grand rayon de courbure. Tels sont les plis de Boldești, Ari-cești, Bucșani etc.

Si l'on tient compte de ces faits, ainsi que de celui que des dénivellements brusques n'existent qu'immédiatement devant des plis diapirs et que de pareils dénivellements ont en longueur à peine l'extension du pli respectif; si l'on se rappelle également que, ni en Moldavie, la limite externe des Précarpates n'est coupée brusquement par un accident tectonique continu, on est en droit de supposer qu'en Bucovine et Pokucie, où cette limite est masquée, les plis des Précarpates s'étendent pareillement d'une manière tranquille vers le bord extérieur de la zone.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'exposé que nous avons fait sur la géologie des Carpates Orientales est assez sommaire et présente, sans nul doute, certaines lacunes. Bien des faits et bien des questions qui n'ont pas été suffisamment traitées, de même que d'autres ont été à peine

---

[1]) G. MACOVEI. La formation des gisements de pétrole en Roumanie. Trav. du premier congrès international de forages. Bucarest, 1915.

effleurées. Nous n'aurions pu faire davantage sans dépasser le cadre d'un aperçu général que nous nous sommes imposé de garder.

Toutefois, du moment que nous avons une idée, si générale soit-elle, sur la constitution géologique de ces montagnes, nous tâcherons de déceler les conclusions générales résultant de l'enchaînement de tous les faits que l'on connaît sur cette chaîne et sur les régions avoisinantes et de reconstituer dans ses grandes lignes son évolution géologique.

Toutes les indications, qui auraient pu nous aider à déchiffrer son histoire géologique au temps du Paléozoïque, ont été effacées par le métamorphisme qu'ont subi les formations de ce groupe. Les schistes cristallins rencontrés ne nous permettent d'entrevoir que le caractère pétrographique primordial de ces formations, sans pouvoir rien dire sur leur caractère stratigraphique.

Il faut tout de même mentionner la trouvaille de quelques espèces siluriennes de *Favosites* dans les conglomérats crétacés et tertiaires de certains points des Carpates [1]). Sauf ces indications nous ne connaissons actuellement nulle part dans les Carpathes orientales la moindre trace de l'existence du Paléozoïque non métamorphisé. Comme, d'autre part, les éléments de tous ces conglomérats ne peuvent pas provenir d'un point trop éloigné de leur gisement

---

[1]) S. ATANASIU. Sur la présence d'un bloc de Favosites polymorpha, GOLDF. dans les conglomérats éocènes du bord du Flysch du Nord de la Moldavia. C. R. Séances. Inst. Geol. Rom. II. 1911.

S. ATANASIU. Sur la présence de certaines espèces siluriennes de Favosites dans les conglomérats cénomaniens de Bucegi et dans les conglomérats miocènes de la vallée de l'Oituz. Ibid. IV. 1915.

actuel, nous sommes portés à croire que sur l'emplacement des Carpates, à proximité de la zone où le Paléozoïque a été métamorphisé, il doit se trouver une autre zone où les dépôts respectifs ont échappé à cette influence. Cette autre zone, qui, d'après toutes les probabilités, se trouvait en dehors de l'ancien géosynclinal, doit être enfouie actuellement sous les dépôts de la zone du Flysch et de la zone néogène. Nous avons vu d'ailleurs que l'existence des matériaux remaniés provenant des roches étrangères aux Carpates et qui ressemblent à tous points de vue à certaines formations de la Dobrogea, se sont fait nettement sentir à partir du Crétacé supérieur.

La phase de sédimentation paléozoïque a pris fin, selon toutes probabilités, avec le Carbonifère inférieur. Nous n'avons aucune indication, ni sur l'existence du Carbonifère supérieur, ni sur celle du Permien, ainsi comme il y en a dans les Carpates méridionales. Donc le géosynclinal paléozoïque, dont la configuration est difficile à reconstituer, après avoir été métamorphisé, plissé et exondé, devient une branche du système varisque, soumise aux influences glyptogéniques à partir du Carbonifère moyen jusqu'à la fin du Permien.

Ce n'est qu'à partir du Trias que le brouillard qui a voilé complètement l'histoire paléozoïque de nos Carpates, se raréfie un peu, sans nous permettre toutefois de nous rendre bien compte de tout ce qui s'y est passé.

Une transgression générale dans les Carpates Orientales marque le début du Trias. La mer prend possession de toutes ces régions jusqu'au Lias inférieur, à la suite de quoi elle se retire. Pendant la phase continentale qui suit et qui dure tout le long du Lias moyen et supérieur, presque tous les dépôts anté-

rieurement formés ont été enlevés. Ce sont seulement les conglomérats, les grès et les dolomies inférieures, qui ont échappé dans une mesure plus large à l'érosion. Il reste tout de même quelques endroits où tous les termes de la série se sont conservés, et c'est d'après ces témoins que nous pouvons juger des conditions de sédimentation qui ont régné.

Ainsi, au faciès néritique du début du Trias, succède assez tôt le faciès bathial représenté par le type des calcaires de Hallstatt, constaté en Bucovine, dans le Hăghimașul-Mare et dans les Perșani.

Si l'on tient compte des caractères du Trias dans les régions avoisinantes, le géosynclinal qui empiétait sur l'actuelle zone cristalline commence à se dessiner avec une certaine approximation. Ainsi, le Trias de notre zone cristalline, et particulièrement celui de la Bucovine, a des affinités des plus intimes avec celui de la Dobrogea. On a reconnu l'existence des types d'Ammonites communes aux deux régions. Il est apparenté également avec le Trias des monts Apuseni et avec celui de la «Ceinture interne» des Carpates du Nord de la Hongrie et du Sud de la Slovaquie. C'est le faciès de Hallstatt qu'on retrouve partout. Par contre, il diffère de celui de la région tatrique, qui embrasse plutôt les caractères du type germanique, tandis que dans les Carpates Méridionales de même que sur l'avant-pays des Carpates Orientales le Trias est absent.

Il résulte, donc, que le Trias des Carpates Orientales s'est déposé sur une zone de sédimentation bathiale qui comprenait la région de la «Ceinture interne», les monts Apuseni et la Dobrogea. Au Sud et au Nord de cette zone il y avait de terres fermes au pourtour desquelles le Trias se déposait sous un régime néritique, tel que celui de la Tatra et de la Pologne.

Au temps du Lias inférieur, les conditions dans lesquelles se trouvaient les Carpates Orientales n'ont pas changé. Le faciès bathial de cette unité a été reconnu en Bucovine, dans le Hăghimaș et dans les Perșani. Partout on trouve des calcaires et des marnes rouges à Ammonites sous faciès d'Adneth. Toutefois, il faut remarquer que dans la région des Bucegi, dans les Carpates Méridionales, de même que dans les monts Apuseni, le Lias se présente toujours sous le faciès néritique à restes de plantes et à couches de charbon, qui le fait rattacher au type de Gresten. En Dobrogea le Lias n'a pas été encore reconnu d'une manière certaine. Ce sont donc des faits qui nous démontrent qu'un changement était survenu dans la configuration des aires de sédimentation d'un système à l'autre.

Nous avons vu que pendant l'émersion du Lias moyen et supérieur l'érosion a été très active, rongeant parfois jusqu'aux dolomites wéfeniens et même plus profondément. Par contre les régions des Bucegi et de la Leaota se trouvaient immergée sous un régime néritique.

La transgression du Dogger, si manifeste dans cette dernière région, s'est fait sentir aussi sur notre zone cristalline. À partir de cette date, jusqu'au commencement du Crétacé, elle reste sous les eaux, dans des limites et profondeurs qui ont varié d'accord avec les oscillations subies par les mers doggériennes et malmiennes dans toute la zone méditerranéenne. C'est à partir du Callovien-Oxfordien que la présence du géosynclinal se fait bien sentir dans ces parages. L'existence des radiolarites d'un bout à l'autre de la chaîne nous renseigne dans ce sens. En même temps il paraît que son axe tend à suivre l'emplacement de la zone cristalline, non seulement

le long des Carpates Orientales, mais aussi des Carpates Méridionales. À l'époque kimméridgienne, sa profondeur est moindre, mais en échange les eaux paraissent avoir débordé assez loin sur l'aire continentale, si l'on en juge d'après le lambeau jurassique de Nijniow sur le Nistre. Au temps du Tithonique, la limite externe de ces eaux, dépassait à peine le bord de l'actuelle zone du Flysch. C'est en ce sens que nous parlent les éléments tithoniques des conglomérats crétacés et tertiaires ainsi que la klippe tithonique de Crasna, en Bucovine. Le Jurassique de la Dobrogea représente également une dépendance néritique de cette zone bathiale.

Avec le début du Crétacé, nous assistons à l'émersion de l'actuelle zone cristalline, y compris son Mésozoïque, et au déplacement de l'axe du géosynclinal vers l'Est. Ce déplacement est dû, sans doute, à l'affaissement ou à l'ennoyage d'une chaîne juxtaposée à notre zone cristalline, qui devait unir le noyau varisque de la Dobrogea avec celui des Mts. Sandomir.

À partir de cette date le géosynclinal de Carpates Orientales devient **le géosynclinal du Flysch.**

Dans la portion comprise entre Mercurea Ciucului et Brașov, la zone cristallino-mésozoïque reste immergée — fait qui se passe aussi au delà du Maramureș — se comportant comme une vraie zone d'ennoyage. Dans cette zone apparaît un sillon profond, plus profond que le géosynclinal du Flysch, qui se dirige de la région de Brașov vers le S O dans la vallée supérieure de la Dâmbovița. Le long de ce sillon le Crétacé inférieur est sous un faciès nettement bathial, et la série de ses dépôts se continue dans le Crétacé moyen jusqu'à la base du Cénomanien.

La zone Cristallino-Mésozoïque, se joint entre temps au noyau hercynien qui se trouvait sur l'emplacement de l'actuel Bassin Transylvain.

La largeur du géosynclinal infracrétacé correspondait au moins à la largeur actuelle de la zone du Flysch. Les petites apparitions barrémiennes proches du bord extérieur de cette zone, en constituent une preuve. Par l'extrémité Sud de la même zone, le géosynclinal se mettait d'une part en communication avec les eaux qui ont déposé l'Infracrétacé néritique de la Dobrogea et du Plateau Bulgare, et d'autre part il longeait le bord Sud du Cristallin des Carpates méridionales. Les sédiments respectifs se manifestent dans le Plateau de Mehedinți et dans les chaînes banatiques.

À la fin de l'Aptien, le géosynclinal se remplit. Ce remplissage est déterminé d'un côté par la grande quantité de matériaux déposés sur son fond,et de l'autre par le soulèvement du fond, grâce aux actions orogéniques. Comme premier résultat de ces actions, on doit mentionner, surtout sur sa bordure interne, l'apparition de crêtes anticlinales à fleur d'eau. Ce sont de pareilles crêtes qui ont fourni d'abord les matériaux des conglomérats et des grès grossiers barrémiens et ensuite, l'importante masse des conglomérats aptiens. La formation de ces dépôts grossiers durant l'Aptien, était interrompue de temps en temps par des phases de tranquilité. C'est alors que s'établissait, par-ci par-là, la vie récifale, qui a eu pour résultat la formation des calcaires à Caprotines qui accompagnent, comme klippes, les dépôts aptiens.

Par le remplissage du géosynclinal du Flysch, ses eaux ont été refoulées des deux côtés de la zone de sédimentation. C'est à cette circonstance que nous

devons l'Aptien transgressif sur la zone cristallino-mésozoïque.

Cette transgression se propageait lentement vers l'Ouest jusqu'au Cénomanien. De sorte que la même couverture de conglomérats est de plus en plus jeune à mesure qu'on passe vers l'Ouest. Aptiens dans les Bucegi, Zăganu, Ciahlău, etc. les conglomérats deviennent albiens dans le bassin de la Dâmbovicioara, pour se confondre dans les Monts Persani avec les conglomérats cénomaniens qui longent la bordure interne du Cristallin.

Le refoulement des eaux vers l'extérieur se traduit par la présence du Crétacé moyen dans la Dobrogea du Nord et sur le Plateau Moldo-Bessarabéen.

Les plissements qui ont affecté les dépôts du Crétacé inférieur ont influencé aussi la Zone cristallino-mésozoïque, au moins sur sa bordure externe. Le soulèvement en masse du géosynclinal, aidé sans doute par un mouvement positif de la chaîne qui constituait le soubassement de sa moitié externe, s'est traduit par une poussée vers l'Ouest sur la zone cristalline, qui devait exécuter un mouvement vertical de sens contraire.

C'est alors et par ce concours de circonstances qu'ont pris naissance les plis jetés vers l'Ouest que nous avons mentionnés, tant dans la zone cristalline que dans celle de l'Infracrétacé.

Par conséquent, vers la fin du Crétacé inférieur, les Carpates Orientales subissent toute une phase de plissements, qui se fait d'ailleurs sentir très nettement aussi. dans les Carpates Mériodinales C'est **la phase des plissements mésocrétacés**

L'apparition des filons basiques de diabase, serpentine, etc., doit être mise en relation avec ces mouvements.

La période d'exondation par laquelle passe la zone du Flysch dure jusqu'au début du Sénonien. Nulle part nous n'y trouvons la moindre trace de l'existence du Crétacé moyen.

Les indications sur la présence du Gault dans la vallée de la Ialomiţa, révélées dernièrement par MURGEANU, se réfèrent à une zone de sédimentation qui correspond à la zone cristalline où, comme d'ailleurs dans le bassin de la Dâmbovicioara, nous avons déjà mentionné la présence du Gault. Au contraire, c'est sur la zone cristalline et sur l'avant-pays dobrogéen et moldave, qui jouaient le rôle d'aires continentales, qu'on rencontre certains termes du Crétacé moyen.

Avec le début du Crétacé supérieur, cette zone du Flysch plissée, exondée et en partie érodée, est de nouveau recouverte par les eaux. Le géosynclinal reprend sa fonction de zone de sédimentation, interrompue un moment pendant le Crétacé moyen. Les sédiments nouvellement formés se déposent en discordance sur ceux du Crétacé inférieur.

Il est à remarquer seulement que l'axe du géosynclinal s'est déplacé encore une fois vers l'Est et que ses eaux ont mordu directement un rivage varisqe dobrogéen, ce que nous ne pouvons pas encore affirmer pour le Crétacé inférieur. Car pour la première fois nous trouvons des masses de matériaux dobrogéens dans les conglomérats respectifs.

Le début du Paléogène est marqué par une régression très prononcée. Les eaux du géosynclinal se sont concentrées, paraît-il, dans un sillon étroit, localisé sur l'actuelle zone marginale. Sur la zone interne on remarque seulement l'Eocène moyen et supérieur disposé en discordance sur n'importe quel terme du

Crétacé. C'est donc une nouvelle phase de plissements qui a affecté, du moins en partie, les Carpates Orientales, phase que nous ne saurions ne pas mettre en liaison avec **la phase des plissements antelutétiens** des autres chaînes alpines.

Il est impossible de nous rendre bien compte de l'intensité des plissements qui ont affecté le Flysch pendant cette phase. D'après toutes les apparences, les mouvements n'auraient pas été très forts, et ce qui est certain, c'est qu'ils se sont exercés de l'Ouest vers l'Est, et qu'ils se sont fait sentir plutôt dans la zone infracrétacée.

Après la régression du début du Paléogène vient une nouvelle crue des eaux du géosynclinal. Elles recouvrent au moins partiellement, le Cristallin et s'étendent au delà de cette zone, occupant toute la région du centre de la Transylvanie jusqu'aux Monts Apuseni.

C'est par conséquent à cette époque que prend naissance le Bassin Transylvain par l'affaissement d'un noyau varisque, qui se sépare ensuite des zones cristallines des Carpates Orientales et Méridionales par un système de failles périphériques et se comporte pendant le Néogène comme un véritable effondrement. Du côté de l'avant-pays les mêmes eaux se sont étendues dans la Dobrogea et sur le Plateau moldo-bassarabéen. Un sondage pratiqué à Chișinău a rencontré des calcaires nummulitiques au-dessus du Cénomanien.

Il n'est pas exclu que le niveau des eaux ait oscillé dans la zone géosynclinale plusieurs fois pendant l'Éocène. L'alternance répétée de formations marines et lagunaires dans les dépôts éocènes de la Cuvette transylvaine, dont les eaux étaient sans doute en communication avec celles du Flysch, serait une indication.

Le commencement de l'Oligocène coïncide avec une avance des eaux vers l'axe de la zone carpatique. Le grès de Tarcău est toujours transgressif sur le Crétacé inférieur, en s'appuyant même sur les Couches de Sinaïa.

Dans la seconde moitié de cette époque on remarque une régression générale dans le géosynclinal carpatique et une légère concentration de ses eaux. C'est alors que se déposent les schistes disodyliques et ménilitiques, dont l'analogie avec la boue sapropélique qui naît actuellement sur le fond des lacs et des lagunes salées est évidente, d'autant plus que dans ces schistes on a trouvé des vestiges d'une faune de Crustacés, qui vivent aujourd'hui dans des milieux analogues.

La sédimentation de cette boue, transformée ultérieurement en schistes disodyliques, était interrompue de temps en temps par des dépôt de sables que les vents apportaient d'une région côtière peu éloignée. Par endroits, surtout vers la fin de l'époque, les quantités de sable étaient considérables. Ce sont eux qui ont donné naissance au grès de Kliwa.

Au-dessus du niveau de la mer du Flysch surgissaient, même à partir du Sénonien de nombreuses îles, qui n'étaient que les cîmes de la chaîne varisque, unissant la Dobrogea avec les Monts de Sandomir.

Les matériaux provenant de la destruction de ces cîmes ont donné naissance aux conglomérats intercalés dans les dépôts du cycle Sénonien-Oligocène. Leur développement local et irrégulier nous donne une idée de l'aspect que devait présenter cette mer parsemée d'îles. Il est des cas où les éléments de ces conglomérats sont assez volumineux, pour nous donner l'impresison que les formations qui les

ont fournis doivent se trouver enfouies seulement à quelques dizaines de mètres de profondeur. Si l'érosion avait pénétré plus profondément, elle les aurait découverts, ainsi qu'elle l'a déjà fait à Crasna en Bucovine.

Cet état de choses se continue et s'exagère au début du Miocène. Car, bien que les mouvements orogéniques, endormis un instant au temps de l'Éocène, se soient de nouveau fait sentir pendant l'Oligocène, la phase de sédimentation continue encore au début du premier étage méditerranéen. La mer oligocène se résout peu à peu en une série de lagunes allongées suivant la direction du géosynclinal. Ces lagunes sont séparées les unes des autres, soit par des crêtes anticlinales paléogènes — première ébauche de la tectonique future de la zone néogène — soit par les îles dues aux crêtes de la chaîne dobrogéenne.

Dans ces lagunes se déposent les gisements de sel, dont certains constitueront plus tard les noyaux des plis diapirs de la région précarpatique. Avec la sédimentation du sel s'accomplissent les mouvements orogéniques qui ont fait surgir à la surface, avec la zone cristalline, presque toute la zone du Flysch. C'est la phase des plissements pyrénéens. Le sens du mouvement tangentiel a été aussi vers l'Est, tout comme celui de la phase prélutétienne, avec la seule différence que la poussée a été incontestablement beaucoup plus forte, surtout dans la zone marginale du Flysch.

C'est pendant cette phase que s'est imprimée la tectonique fondamentale de cette zone marginale, phase caractérisée par le passage des plis asymétriques aux plis-failles, qui, eux-mêmes par exagération deviendront au Néogène, par-ci, par-là de petites nappes. Sur les synclinaux qui séparaient,

ces plis dans la zone marginale se sont conservés parfois des gisements de sel. C'est également à la même époque que s'est produit l'affaissement de la zone Néogène par rapport à la zone marginale du Flysch de la même manière qu'autrefois se sont affaissées des deux zones du Flysch l'une par rapport à l'autre et aussi par rapport au Cristallin. C'est toujours pendant la même phase que la zone interne du Flysch se replie encore et que le Cristallin déborde, quelquefois sur sa bordure interne, en affectant l'allure d'un charriage. Et c'est peut être eu même temps qu'a été mis eu place le, massif sienitique de Ditrău.

Il y a lieu de relever que certains anomalies dans les détails de la tectonique du Flysch, que nous n'avons pas d'ailleurs mentionnées, sont dues incontestablement aux changements de direction des mouvements tectconiques pendant les différentes phases de plissements qu'il a dû traverser. Tandis que les plis de la phase mésocrétacée ont été jetés vers l'Ouest, ceux des phases suivantes ont été jetés vers l'Est.

La dispositions en gradins que prennent les zones qui composent les Carpates Orientales, disposition qui leur est propre, est due aux affaissements successifs des tranches du soubassement varisque de l'intérieur vers le bord de la Plateforme russe. Un premier affaissement a eu lieu à la fin du Jurassique, un second au début du Sénonien, et le troisième coïncide avec la fin du cycle du Flysch. Ce sont ces affaissements successifs qui ont déterminé la migration du géosynclinal du Flysch vers l'Est, ainsi que l'a remarqué pour la première fois M. Mrazec.

Avec le Burdigalien c'est le dernier cycle de l'évolution des Carpates qui commence. Parallèlement à la phase de sédimentation de ce cycle, qui finit, comme

nous l'avons vu, avec les graviers torrentiels des Couches de Cândeşti du Levantin, une nouvelle phase de mouvements orogéniques se prépare. C'est **la phase des plissements alpins,** qui durera en général tout le Néogène jusqu'au quaternaire inférieur.

En Galicie cette phase paraît s'être arrêtée avant la fin du Miocène. Car même en Bucovine le bord de la plaque sarmatienne, qui arrive quelquefois à quelques centaines de mètres du bord du Flysch, reste horizontal.

À mesure qu'on descend vers le Sud, et de l'intérieur vers l'extérieur de la zone plissée, la phase de plissement s'attarde. Ainsi, par exemple, dans le district de Bacău le Sarmatien et le Méotien sont disloqués, tandis que le Levantin est à peine ondulé. Le bassin méotien de Comăneşti est non seulement plissé, mais par endroits ses flancs sont même légèrement renversés et chevauchés par le Flysch.

Dès qu'on passe dans la région des plis diapirs on constate que les plissements s'attardent jusqu'au Quaternaire. Car il y a plus d'un endroit dans cette région où les couches du Levantin supérieur sont redressées jusqu'à la verticale et même renversées.

Tandis que dans la région Sud des Précarpates ces mouvements aboutissent à la formation des plis diapirs, dans la zone marginale du Flysch, le caractère tectonique actuel s'accomplit. Les plis-failles s'exagèrent et deviennent parfois de petites nappes de quelques kilomètres de largeur.

La zone interne, ainsi que la zone cristalline, n'ont pas été beaucoup influencées par les plissements. Ce sont plutôt des fractures qui naissent. Un faisceau de failles a coupé, sans doute, le bord occidental du Cristallin. Ce faisceau fait partie du système de failles périphériques qui suit le côté interne de l'arc

carpatique, le long duquel s'est affaissé le Bassin pannonien et le Bassin transylvain.

Dans notre région, sur ces failles s'établissent, probablement au temps du second étage méditerranéen, des volcans d'explosion, qui ont produit de grandes quantités de cendres et de sables dacitiques, que nous trouvons intercalés dans les formations de cet étage, aussi bien en Transylvanie que dans les Précarpates. À partir du Sarmatien suivent des éruptions andésitiques dont les produits, coulées et projections solides, ont continué à s'amasser jusqu'à la fin du Pliocène, pour constituer les grands massifs volcaniques du Vihorlat, Gutin, Călimani et Hârghita. La fin de cette activité volcanique est marquée par l'apparition des basaltes.

D'autres fractures ont également atteint la zone interne du Flysch en y provoquant la naissance de quelques dépressions. Ainsi, à côté des petites dépressions du Mureș supérieur et de Ciuc, dans la région d'ennoyage de la Zone cristalline naissent les trois dépressions échelonnées entre la vallée de la Bârsa et Tg. Secuesc.

Devant les Carpates naît aussi la dépression de la Plaine roumaine, probablement à une date antérieure au Sarmatien.

Le début du Quaternaire est marqué, à part l'assèchement du lac levantin, par un soulèvement en masse de la chaîne carpatique. Cet événement a eu pour effet, d'une part la disposition en éventail des terrasses des rivières à leur sortie de la zone montagneuse et d'autre part la sédimentation d'une couverture de graviers sur la Plaine roumaine, qu'on trouve presque toujours sur une large zone au pied des collines, graviers qui sont toujours recouverts par le loess.

Le soulèvement des Carpates n'a pas été le même partout. Le Pliocène des dépressions internes des Carpates, par exemple, monte successivement à partir de l'altitude de la Bârsa jusqu'à celle de Mureș, de 500 à 700 m, tandis que celui de Borsec, Bilbor et Păltiniș est porté à des altitudes de 1000—1200 mètres. L'endroit où le soulèvement de la chaîne atteint son maximum se trouve, comme nous l'avons déjà mentionné plusieurs fois, dans la région de la vallée de la Moldova. C'est là que l'érosion a creusé, par opposition, le plus profondément et c'est, par conséquent, toujours dans cet endroit que nous est dévoilé le caractère tectonique de profondeur de la chaîne.

GÉOLOGIE
DE LA
VALLÉE DU TELEAJEN
DANS LA RÉGION DES COLLINES SUB-CARPATIQUES

(PLANCHES No 4 A ET 4 B)

PAR

D. M. PREDA

I. INTRODUCTION

Les sources du T e l e a j e n se trouvent dans le massif du Z ă g a n u, situé sur la frontière qui séparait auparavant la T r a n s y l v a n i e de l'ancien royaume de Roumanie.

Le massif du Zăganu, est constitué par une puissante masse de conglomérats d'âge crétacé inférieur (Aptien), qui lui donne l'aspect morphologique alpin, contrastant avec le reste de la région. Le relief général de celle-ci est, en effet, caractérisé par des croupes arrondies, que l'on peut suivre sur une longueur de plusieurs kilomètres dans la direction NE—SO, c'est-à-dire dans la direction des plissements carpatiques.

Dans son cours supérieur, sur une distance dépassant 20 km. à vol d'oiseau, entre le massif du Zăganu et le village de M â n e c i u - U n g u r e n i, le Teleajen traverse la zone des hautes montagnes; sa vallée est étroite et il présente de nombreux rapides

dans la région des grès massifs crétacés; par contre, elle est large, là où la rivière traverse la zone des marnes du complexe inférieur barrémien-aptien.

À partir de Mâneciu-Ungureni, vers le Sud, le Teleajen quitte la région des hautes montagnes pour s'engager dans la zone des collines sub-carpatiques, à travers lesquelles il coule jusqu'aux environs de P l o e ș t i. Dans cette dernière partie de son cours, son action d'érosion et de sédimentation a été très prononcée: les collines, surtout celles de la rive droite, qui sont constituées par des roches peu dures, ont été complètement nivelées et recouvertes par les dépôts alluvionnaires des terrasses. Il s'est formé ainsi une plaine alluvionnaire, dont la largeur dépasse quelquefois 3 km, et dont l'étonnante uniformité est coupée seulement par les niveaux différents des terrasses quaternaires.

Le cours actuel du Teleajen, s'est fixé dans la partie Est de cette plaine alluvionnaire, où il s'est creusé une vallée étroite à parois verticales, dont la hauteur diminue à mesure que la rivière avance vers le Sud, de sorte que, près de Ploești, la vallée actuelle est au niveau de la plaine.

Il est intéressant d'observer l'assymétrie du réseau hydrographique des affluents du Teleajen: les affluents de la rive gauche sont presque inexistants et, à l'exception de D r ă j n u ț a, qui suit, en partie, un accident structural, ils se réduisent à des petits torrents d'une longueur de quelques centaines de mètres; par contre, les affluents de la rive droite, sont importants et très longs.

Ceci prouve la tendance de déplacement continu vers l'Est du cours actuel du Teleajen.

Si l'on tient compte du fait, que les terrasses quaternaires sont développées seulement sur la rive droite (Ouest), que les phénomènes de captation s'exercent sur le compte des affluents du C r i c o v,

qui coule un peu plus à l'est, présentant la même particularité, il résulte que l'action de déplacement des rivières vers l'Est est générale dans toute la région qui se trouve à l'Est de Valea Doftanei. Ce déplacement, est la conséquence des mouvements d'affaissement qu'a subi, durant tout le Quaternaire la région des collines et de la plaine vers Brăila et Galați. L'affaissement est visible par le fait, qu'à la même latitude, les rivières de l'Est ont leur lit à un niveau plus bas que celui des rivières de l'Ouest. Ainsi, à la latitude du village Măgurele, le lit du Cricov est de 40 mètres plus bas que le lit du Teleajen, ce qui explique, pourquoi les affluents de la rive droite du Cricov, ont élargi leur bassin vers le Teleajen et ont capté des nombreux affluents de cette dernière rivière. Pour la même raison, la ligne de faîte qui sépare les eaux des bassins de ces deux rivières, est très approchée du cours du Teleajen.

II. STRATIGRAPHIE DE LA RÉGION

On trouve de nombreuses données géologiques sur la stratigraphie de la région du Teleajen dans les travaux de: TEISSEYRE, MRAZEC, POPESCU-VOITESTI, etc., et particulièrement dans un travail de synthèse de l'auteur [1]), où on a tenu compte de tous ces travaux et l'on a mis à profit aussi des travaux inédits de M. POPESCU-VOITESTI, GROZESCU et PREDA.

Les formations géologiques qui constituent le bassin du Teleajen, sont représentées sur la carte annexée à cet ouvrage et sont résumées aussi dans le tableau suivant (tableau I).

---

[1]) D. M. PREDA, Geologia și Tectonica părții de răsărit a jud. Prahova (Résumé français). An. Inst. Geol. Rom., vol. X 1924.

TABLEAU I

E. *Quaternaire*	Alluvions modernes Terrasses inférieures Terrasses supérieures	Dépôts alluvionnaires
D. *Pliocène*	Levantin Dacien Pontien Méotien	Dépôts fluvio-lacustr. » lacustr. à lignite » saumâtres » saumâtres et lacustres
C. *Miocène*	Sarmatien	Dépôts saumâtres
	II-e Méditerr. { Buglovien	Dépôts { saumâtres et lagunaires
	II-e Méditerr. { Tortonien	» marins
	I-ier Méditerr. { Helvétien	» { lagunaires avec gypses et tufs dacitiques
	I-ier Méditerr. { Burdigalien	» { de conglomérats marins
	Aquitanien	Dépôts lagunaires à gypse et sel.
B. *Paléogène*	Oligocène supérieur Oligocène moyen.	{ Grès de Kliwa et complexe de schistes ménilitiques
	Oligocène inférieur Éocène supérieur (?)	{ Marnes, grès à Nummulites et intercalations de schiste disodyliques.
A. *Crétacé*	Sénonien	{ Argiles marines rouges et vertes
	Aptien	Conglomérats, récifs coralligènes
	Barrémien	Bancs de grès Schistes marneux et gréseux.

Nous ferrons dans les pages suivantes une courte description de ces formations géologiques.

A. CRÉTACÉ

Au Nord de Mâneciu-Ungureni, dans la région des hautes montagnes, les dépôts crétacés sont représentés sur les deux versants, nord et sud des Carpates.

Dans la région du cours supérieur du Teleajen, elles sont représentées par le Barrémien, l'Aptien et le Sénonien.

1. Barrémien-Aptien. — Dans les dépôts barrémiens-aptiens nous distinguons les horizons suivants:

a) À la partie inférieure, on rencontre un horizon épais, constitué par des schistes argileux et des marnes grises compactes, avec des intercalations de marnes gréseuses micacées, à Fucoïdes et des grès calcaires gris-jaunâtres à hiéroglyphes et avec des rares exemplaires de *Orbitolina lenticularis* BLUM.

D'après ces restes organiques et aussi d'après la stratigraphie de tout l'ensemble, cet horizon doit être attribué, en sa plus grande partie, au Barrémien, avec passage vers l'Aptien.

b) Au-dessus gît, en concordance, un horizon constitué par des grès massifs de couleur gris-jaunâtre, avec des intercalations de grès conglomératiques. Cet horizon comprend des rares restes d'*Ammonites.*

c) Au-dessus de l'horizon précédent, se trouvent des calcaires récifaux, avec des *Caprotines*, *Bryozoaires*, *Polypiers*, *Brachiopodes*, disposés en bancs massifs de 50—60 m d'épaisseur et avec un développement latéral, variant de quelques centaines de mètres jurqu'à 1 km.

d) Les calcaires récifaux sont couverts par un horizon de plus de 500 m d'épaisseur, constitué par des conglomérats polygènes, avec des blocs pouvant atteindre quelques mètres cubes. Ces blocs sont constitués par des gneiss-oculaires, diabases, quartz, porphyres, variolites, micaschistes, phyllites, chloritoschistes, quarzites, grès et conglomérats siliceux rougeâtres, calcaires tithoniques et par des calcaires à *Caprotines*.

Les conglomérats comprennent à leur base des intercalations de calcaires récifaux aptiens, de sorte qu'au moins, leur partie inférieure appartient à l'Aptien, tandis que leur partie supérieure, pourrait être attribuée au Gault.

2. Sénonien. — Les dépôts sénoniens sont développés au bord de la zone montagneuse, sur la ligne de dislocation qui sépare la zone crétacée inférieure des dépôts paléogènes-néogènesd es Sub-carpates. Ils forment une bande presque continue, orientée dans la direction générale des plissements.

Le Sénonien se trouve aussi, plaqué sur le Barrémien, sous forme de lambeaux de transgression; il apparaît encore sous forme de boutonnière allongée dans l'axe de l'anticlinal paléogène de Homorâciu.

Le Sénonien de la vallée du Teleajen est représenté par des marnes et surtout par des argiles vertes et rouges-briques, comprenant aussi des intercalations de grès couverts de couches d'oxydes de manganèse et de fer et par des conglomérats menus de couleur rouge.

Les fossiles trouvées dans le Sénonien sont des fragments d'*Inoceramus* (S l o n u); en d'autres localités on trouve de même des *Belemnitelles* et des *Lamellibranches*.

Le Sénonien doit être considéré comme formation de mer peu profonde, deposée sur une surface de transgression du Crétacé.

B. PALÉOGÈNE

Les dépôts paléogènes ont un très grand développement dans tout le cours moyen du Teleajen. Ils sont représentés par toute la série oligocène et probablement aussi par l'Éocène le plus supérieur.

En dehors de ces formations, on rencontre en même temps dans cette région, des calcaires lutétiens à *Nummulites distans* DESH. Ceux-ci n'ont été trouvés nulle part in situ, mais seulement sous forme de blocs remaniés dans les conglomérats burdigaliens.

Comme ces conglomérats sont formés sur le compte du cristallin et du sédimentaire qu'il supporte et aussi sur le compte des roches de l'Avant-pays des Carpates, il est très probable que le Lutétien, ne s'est pas déposé dans le géosynclinal du Flysch, mais sur les anciennes zones de l'Avant-pays et de l'Arrière-pays de ce géosynclinal.

Le Paléogène du cours moyen du Teleajen est fortement plissé, en formant des zones anticlinales, orientées dans la direction générale du plissement, c'est à dire dans la direction nord-est et sud-ouest. Ces zones sont replissées, en plis étroits, quelquefois avec caractère diapir.

D'autre part ces mêmes zones anticlinales présentent, dans leur direction axiale, un relèvement vers l'est, où elles se raccordent avec le Flysch des hautes montagnes, et un affaissement graduel vers l'ouest. Elles s'enfoncent vers le Sud-ouest dans la zone des collines, et, à mesure qu'elles s'affaissent, elles sont recouvertes

graduellement par des dépôts miocènes-pliocènes, jusqu'à disparition complète sous ces dépôts.

On peut distinguer trois zones de Paléogène:

a) Une zone nord qui borde la zone crétacée. À cause de la ligne de séparation, les dépôts paléogènes de cette zone, sont fortement laminés et se présentent sous forme de lentilles qui apparaîssent et disparaîssent le long de cette ligne de séparation.

b) Une zone moyenne connue sous le nom de «zone paléogène» ou «Éperon de Homorâciu». L'axe de cette zone s'élève à l'est du Teleajen et se raccorde avec la zone du Flysch crétacé à l'est du village Cerașu, dans la vallée de Bâsca. Elle coupe le Teleajen à Homorâciu, et ensuite elle s'affaisse graduellement, pour disparaître à l'ouest de Slănic. Cet éperon, est séparé de la zone du Flysch crétacé par une large cuvette de dépôts miocènes: la cuvette de Slănic.

c) La troisième zone du Paléogène, vers le Sud de la précédente, constitue «l'Éperon de Văleni» (Mrazec et Teisseyre), qui se présente comme une grande zone anticlinale qui se détache de la Zone du Flysch à l'est de la vallée du Buzău, pénètre dans les Sub-carpates, en s'orientant dans la direction Sud-Ouest, coupe la vallée du Teleajen au niveau de Vălenii de Munte et disparaît à l'Ouest de Buștenari-Câmpina, sous les dépôts miocènes-pliocènes.

Dans les trois zones décrites, la stratigraphie du Paléogène est assez difficile à débrouiller, d'une part, à cause du manque de fossiles, et d'autre part, à cause des variations latérales des faciès; en plus, les dépôts présentent de fréquentes inversions et des laminages le long des nombreuses lignes de failles.

Dans ce qui suit, nous donnerons une description du Paléogène des trois zones et nous essayerons de paralléliser ses différentes divisions.

Dans l'Éperon de Văleni (fig. 1 et 2) *a)* Les dépôts les plus anciens sont représentés par un complexe de grès calcaires gris, micacés, à cassure curbicor-

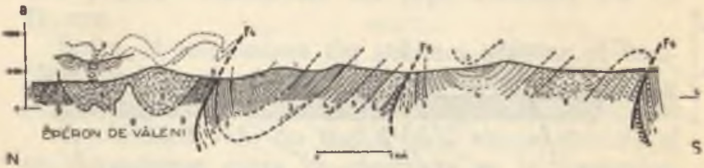


Fig. 1. — Coupe dans la région méridionale de l'Éperon de Văleni (a — a).
1. Levantin. — 2. Dacien. — 3. Pontien. — 4. Méotien. — 5. Sarmatien. — 6. Buglovien. — 7. Helvétien. — 8. Oligocène moyen et supérieur. — 9. Oligocène inférieur et Éocène supérieur. F_4 F_5 Failles.

ticale, à veines de calcite et hiéroglyphes, et par des marnes et des schistes marneux et argileux, contenant quelquefois des Fucoïdes. Dans toute la série, mais surtout dans sa partie supérieure, on trouve des intercalations de schistes argileux et bitumineux, quelquefois des véritables disodyles avec des écailles et des squelettes de Poissons.

Cette série présente une continuité stratigraphique aux schistes ménilitiques et au grès de Kliwa, qui, dans tous les Carpates sont attribués à l'Oligocène moyen et supérieur, de sorte que la série décrite, doit être attribuée, en sa plus grande partie, à l'Oligocène inférieur.

Il est très probable que tous les dépôts se trouvant à la base de cette série, appartiennent à l'Éocène tout à fait supérieur passant graduelement vers

l'Oligocène inférieur, tout au moins sur leflanc nord de l'Éperon de Văleni où cette série est beaucoup mieux représentée.

b) Au-dessus de la série précédente gît le complexe des schistes bitumineux, des ménilites et des grès blancs (grès de Kliwa), qui sont attribués par-



Fig. 2. — Coupe le long de la vallée du Teleajen à Gura Vitioarei (b—b).
1. Levantin. — 2. Dacien. — 3. Pontien. — 4. Méotien. 5. Sarmatien. — 6. Buglovien. — 7. Helvétien. — 8. Oligocène moyen et supérieur (Ménilites et grès de Kliwa). — 9. Oligocène inférieur et Éocène supérieur. F_4 F_5 F_6 Failles.

tout, depuis la Galicie jusqu'en Moldavie, à l'Oligocène moyen et supérieur. Ici aussi, de mêmequ'en Moldavie, les grès blancs siliceux sont développés surtout à la partie supérieure de la série, mais ils ne sont pas aussi massifs qu'en Moldavie et les schistes bitumineux et ménilitiques, y sont intercalés depuis la base jusqu'au sommet de la série.

Dans **l'Éperon de Homorâciu** dans la vallée du Teleajen, la succession stratigraphique est la suivante:

a) À la base, au-dessus des dépôts sénoniens, on rencontre des grès compacts, calcaires, micacés à veines de calcite. Ces grès qui apparaîssent sous forme de blocs entre le Sénonien et les disodyles, pourraient être attribués à l'Éocène le plus supérieur.

b) Au-dessus de ces grès suit un paquet de schistes disodyliques et de schistes siliceux avec des squelettes et des écailles de poissons; ensuite des marnes et des grès en plaquettes, avec des traces de plantes; sur ceux-ci, on trouve des bancs de grès jaunes, sablonneux et micacés, qui contiennent des petites *Nummulites* du type *Boucheri* DE LA HARPE.

Enfin, il suit encore des schistes gréseux et marneux qui touchent directement l'horizon rouge du Méditerranéen.

À première vue, on dirait qu'il existe continuité stratigraphique entre ce complexe et la formation Méditerranéenne de la cuvette de Slănic. Mais si l'on examine un profil situé un peu plus à l'Est de la vallée de Drăjnița, sur le ruisseau Borul (fig. 3, c. c.), on constate qu'entre la série paléogène décrite et l'horizon le plus inférieur du Miocène (gypses inférieurs), se place un complexe assez important de schistes ménilitiques, sans grès de Kliwa.

Ce complexe peut être considéré comme appartenant à l'Oligocène moyen et supérieur.

Dans ce cas, toute la série de dépôts qui se trouvent placés dans la vallée Borul, au-dessous des schistes ménilitiques supérieurs et dans la vallée du Teleajen entre le Sénonien et l'horizon rouge du Miocène, doit être attribuée seulement à l'Oligocène inférieur. Elle doit être parallélisée à la série pétrographique des schistes ménilitiques et des grès de Kliwa, dans l'Éperon de Văleni.

Il résulte, de ce qui vient d'être dit, que dans la vallée du Teleajen, il existe une ligne de faille entre le Paléogène de l'Éperon de Homorâciu et l'horizon rouge du salifère.

b) Nous avons dit que les schistes ménilitiques qui recouvrent l'Oligocène inférieur dans toute la partie Est de la cuvette de Slănic, peuvent être considérés comme l'équivalent du grès de Kliwa et des schistes ménilitiques de l'Éperon de Văleni. Le grès de Kliwa n'est pas représenté dans l'Éperon de Homorâciu; il est pourtant probable qu'il s'est déposé aussi dans cette région, mais certainement il n'a pas eu ici le même développement que dans l'Éperon de Văleni. Une preuve de cette affirmation est l'existence des schistes ménilitiques et du grès de Kliwa à la base de la cuvette de Slănic à Mâneciu dans la vallée du Teleajen, beaucoup plus au Nord que l'Éperon de Homorâciu. L'absence du grès de Kliwa dans l'Éperon de Homorâciu peut s'expliquer d'une part, par le phénomène de dénudation et d'autre part, par un laminage sur les lignes de dislocations qui se trouvent entre l'Éperon et les deux cuvettes qui le bordent au Sud et au Nord.

Dans la **Zone paléogène nord,** le Paléogène est représenté par les formations suivantes:

a) La base est constituée par des schistes gréseux et calcaires (dépôts de Şotrile), avec une faune riche en *Foraminifères*, parmi lesquelles on trouve aussi des *Nummulites Boucheri* DE LA HARPE. et des *Orbitoïdes.*

D'après cette faune, BOTEZ attribue les dépôts de Şotrile au Priabonien, c'est-à-dire, aux couches de transition entre l'Éocène le plus supérieur et l'Oligocène inférieur.

b) Au-dessus des dépôts de Şotrile, se trouvent des schistes ménilitiques sans grès de Kliwa, mais ce dernier accompagne les ménilites dans une apparition anticlinale à la base de la cuvette de Slănic, à Mâneciu-Ungureni.

En tout cas, ce complexe ménilitique, avec les faibles apparitions de grès de Kliwa de Mâneciu-Ungureni, peut-être considéré comme l'équivalent des schistes ménilitiques et du grès de Kliwa de l'Éperon de Văleni et par conséquent, on peut l'attribuer à l'Oligocène moyen et supérieur.

Le tableau suivant résume ce qui vient d'être dit sur les parallélisations des dépôts paléogènes.

TABLEAU II

Classification	Zone paléogène nord	Éperon de Homorâciu	Éperon de Văleni
Oligocène supérieur Oligocène moyen	Schistes ménilitiques avec de faibles intercalations de grès de Kliwa	Schistes ménilitiques et probablement grès de Kliwa dénudé	Schistes ménilitiques et grès de Kliwa
Oligocène inférieur Éocène supérieur	Dépôts de Șotrile	Complexe de grès avec disodyles, marnes, grès, etc.	Complexe de grès et marnes avec disodyles, etc.

C. MIOCÈNE

Dans la vallée du Teleajen, le Miocène est représenté par toutes ses divisions depuis l'Aquitanien jusqu'au Sarmatien. Peut-être nulle part on ne peut suivre, toute la série du Miocène, mieux que dans les cuvettes miocènes placées entre les Éperons paléogènes.

1. Les plus anciens dépôts miocènes sont représentés par un complexe de marnes et de grès grisâtres calcaires et micacés dans lesquels sont comprises des marnes à *Globigérines*, des gypses et des massifs de sel. Ce complexe connu dans la littérature plus ancienne sous le nom de «série des gypses inférieurs», est une formation lagunaire. Nulle part on n'a pu observer assez clairement les rapports de cette formation avec l'Oligocène, sur lequel elle se trouve, mais il est certain qu'elle gît au-dessus des schistes ménilitiques et du grès de Kliwa. Comme elle est recouverte par des conglomérats marins burdigaliens-helvétiens, on peut lui attribuer l'âge Aquitanien. En tout cas, ce complexe de formations lagunaires, doit être considéré comme déposé dans les lagunes qui se sont formées après la retraite de la mer oligocène.

2. Au-dessus de ces dépôts du Miocène inférieur, et en discordance stratigraphique avec eux, se trouvent les dépôts du premier Méditerranéen comprenant le Burdigalien et l'Helvétien.

Cet étage débute par des conglomérats polygènes, d'une épaisseur de 100 à 200 mètres, qui montrent un passage graduel et continu par un horizon rouge de grès, par des conglomérats menus et par des marnes bariolées vers une série de dépôts lagunaires, constituée par des marnes, des grès gris avec des intercalations de gypses et de tufs dacitiques.

La base du I-er Méditerranéen, c'est-à-dire les conglomérats, est représentée par des dépôts de mer ouverte, car les conglomérats contiennent, dans la vallée de Crasna, à Schiulești et dans le ruisseau Căcacei, à Mâneciu, des restes de fossiles, comme *Pecten Beudanti* Bast., *Pecten pseudo-*

beudanti DÉP. et ROM. et par *Pecten Hörnensis* DÉP. et ROM. qui dans le bassin de Vienne, se trouvent dans le Burdigalien supérieur et dans l'Helvétien inférieur.

La partie supérieure du I-er Méditerranéen est, elle aussi, une formation lagunaire et appartient à l'Helvétien, car on trouve le Tortonien au-dessus de cette formation.

3. Le Tortonien recouvre l'Helvétien dans la cuvette de Slănic, à Slănic et à Petriceaua et aussi dans la cuvette de Drajna à Ogretin-Mierla.

Il est constitué par des calcaires à *Lithothamnium* et par des grès et des marnes, contenant une faune très riche, identique à la faune du bassin de Transylvanie et du bassin de Vienne.

Selon MACOVEI, le Tortonien dénote une transgression nette vers les Carpates et avec lui, doit commencer la transgression de II-ème Méditerranéen, dans les sens de SUESS.

Le sous-étage suivant au Tortonien, est représenté par le Buglovien. Celui-ci est très bien représenté au sud de l'Éperon de Văleni, où il a été décrit par de nombreux auteurs. Il comprend des grès, des argiles bariolées, des marnes et des gypses, des tufs dacitiques et une faune d'eau saumâtre, mélangée à la faune marine relicte.

D'après la conception de SUESS, on peut grouper le Tortonien et le Buglovien dans le II-ème Méditerranéen, en considérant le Tortonien comme sous-étage de transgression et le Buglovien comme sous-étage de régression.

4. Le Sarmatien est le dernier terme du Miocène; il est représenté par des grès calcaires et par des calcaires oolithiques, avec une riche faune saumâtre,

représentée par les genres *Mactra*, *Tapes*, *Ervilia*, *Solen*, *Donax*, *Cardium*, *Cerithium*, etc.

D. PLIOCÈNE

Les dépôts pliocènes sont très bien représentés dans la vallée du T e l e a j e n, spécialement au Sud de l'Éperon de Văleni, par les quatre sous-étages suivants: Méotien, Pontien, Dacien et Levantin. Tous ces sous-étages, sont bien caractérisés par des nombreuses fossiles d'eau douce et d'eau saumâtre, assez étudiés dans de nombreux travaux spéciaux, pour ne plus y revenir. (fig. 1 et 2).

E. QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires sont représentés par des alluvions modernes, par des dépôts de terrasses qui suivent le cours des rivières et par des dépôts de loess et de lehm.

III. TECTONIQUE DE LA VALLÉE DU TELEAJEN

Les formations géologiques de la vallée du Teleajen, ont éprouvé d'importants mouvements tectoniques qui ont commencé au temps du Crétacé inférieur ont duré jusqu'au début du Quaternaire, et très probablement ils continuent même aujourd'hui. Ces mouvements ont produit d'une part, les plissements des formations géologiques en leur donnant

l'aspect tectonique actuel et, d'autre part, ils ont provoqué des transgressions et des régressions, dont l'effet a été de produire des lacunes dans la série stratigraphique, ou des variations fréquentes de faciès géologiques.

Les plus anciens mouvements, qu'on y découvre sont ceux de la région des hautes-montagnes. Ces mouvements, ont eu lieu durant le Crétacé inférieur et ils ont pris fin avec la fin de l'Aptien. Durant ces mouvements, le géosynclinal du Flysch crétacé a été complètement comblé par des sédiments, de sorte que, au commencement du Crétacé moyen, il était parfaitement exondé.

La période continentale a duré dans cette zone pendant le Gault, le Cénomanien et le Turonien tandis qu'au début du Sénonien elle a été, au moins en partie, submergée par la mer, car les dépôts sénoniens sont, en nombreux lieux, transgressifs sur le Barrémien et sur l'Aptien.

Le deuxième mouvement de soulèvement a eu lieu entre le Sénonien et l'Éocène le plus supérieur. Ceci résulte de la lacune stratigraphique existant entre le Sénonien et l'Éocène supérieur.

La présence des blocs de Lutétien dans les conglomérats miocènes, ne prouve pas que le Lutétien se serait sédimenté dans la région du Flysch carpatique, car ces conglomérats se sont formés sur le compte des dépôts de l'Avant-pays et sur le compte des masses cristallines internes, où le Lutétien se trouve aujourd'hui sous forme de lambeaux, épargnés à l'érosion. Il est plus que probable que durant le Lutétien, le géosynclinal du Flysch paléogène, était complètement exondé.

Depuis la fin de l'Éocène supérieur et durant tout l'Oligocène, la région se trouvant au Sud des hautes

montagnes a été continuellement submergée par la mer. Au début de l'Aquitanien, le géosynclinal a été comblé et la mer transformée en lagunes, ce qui a permis la formation des dépôts de sel et de gypses inférieurs.

Au cours du soulèvement anté-burdigalien, ont été ébauchés les plis de la région des collines, plis qui se sont accentués ensuite durant le Pliocène.

Durant tout le Méditerranéen, ont eu lieu des mouvements atténués de soulèvement et d'affaissement, mouvements qui ont produit des transgressions et des régressions marines répétées et des faciès géologiques différents.

À partir de la fin du Méditerranéen, la région des Sub-carpates, a éprouvé un mouvement continu de soulèvement, se prolongeant jusque dans la période actuelle. Durant ce mouvement, le lac pliocène a été complètement comblé et le dépôts pliocènes ont été intensement plissés, ainsi qu'on les voit aujourd'hui. En examinant de plus près les plissements des Sub-Carpates, on constate que les directions des deux grands plissements principaux, celui de la fin de l'Oligocène et celui de la fin du Pliocène, ne se superposent pas, mais se coupent sous un angle assez évident. On peut facilement analyser ce phénomène dans les plis diapirs, là où les massifs de sel, plissés dans les mouvements anté-burdigaliens, s'enfoncent comme des noyaux de percement dans les axes des plis récents.

Grâce à ces nombreux mouvements, éprouvés par la région qui nous préoccupe, des unités tectoniques différentes ont pris naissance: sur l'esquisse de carte et sur les coupes géologiques qui accompagnent cet ouvrage, on peut lire facilement l'existence et la disposition de ces unités tectoniques.

En analysant la carte et les coupes, on tire la conclusion que la structure géologique de la vallée du Teleajen, est relativement simple de sorte que les interprétations compliquées, comme par exemple celle des nappes de charriage sont inutiles.

Pour systématiser, on distingue dans la vallée du Teleajen, trois zones tectoniques différentes.

1. Zone du Flysch Crétacé. — Cette zone correspond à la région des hautes montagnes, et s'étend, vers le Sud, jusqu'à une ligne NE-SO, qui passe au Nord du village de Mâneciu-Ungureni. La ligne mentionnée, correspond à une puissante dislocation entre les Carpates et les Subcarpates; c'est **la ligne de dislocation marginale du Flysch Crétacé.**

Dans cette zone on rencontre les dépôts du Crétacé inférieur, et sur la bordure Sud de la zone, on trouve sous forme de lambeaux de transgression des dépôts sénoniens, paléogènes et miocènes.

Le Crétacé inférieur forme une série de plis orientés NE-SO. Ces plis sont très larges et forment de véritables voûtes et des cuvettes dans la partie centrale, tandis qu'ils sont de plus en plus serrés, écrasés et rejetés vers le sud à mesure que l'on approche de la ligne de dislocation marginale du Crétacé.

En même temps, à cause de la manière dont s'est exercée l'érosion, peu accentuée dans la région centrale du Crétacé et par contre très active vers le Sud, les dépôts crétacés se trouvent presque intacts vers le Nord, tandis que vers le Sud apparaîssent seuls les dépôts inférieurs du Barrémien.

La limite Sud de la zone crétacée, est une puissante ligne de faille avec un léger chevauchement du

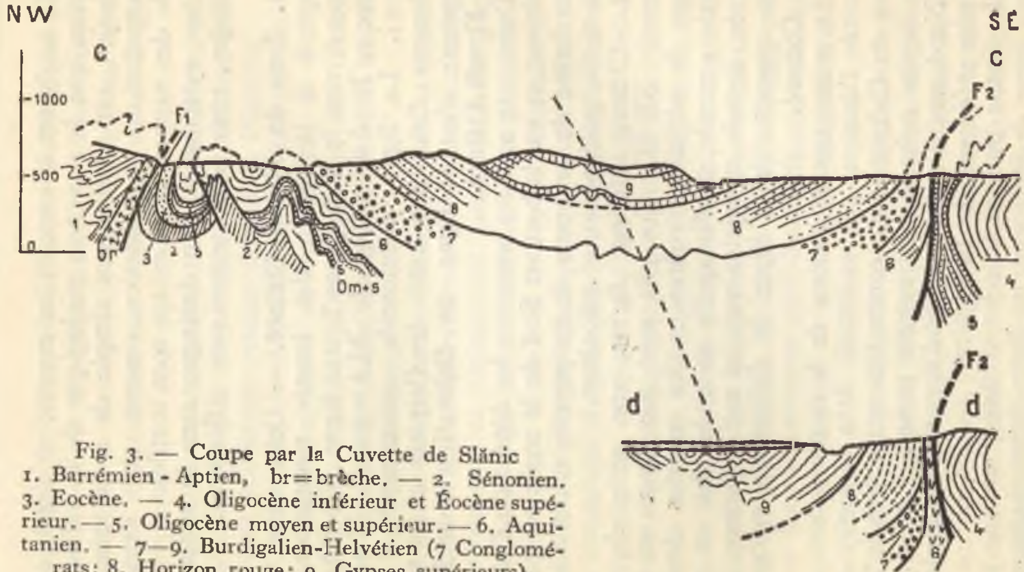


Fig. 3. — Coupe par la Cuvette de Slănic
1. Barrémien - Aptien, br = brèche. — 2. Sénonien. 3. Eocène. — 4. Oligocène inférieur et Éocène supérieur. — 5. Oligocène moyen et supérieur. — 6. Aquitanien. — 7—9. Burdigalien-Helvétien (7 Conglomérats; 8. Horizon rouge; 9. Gypses supérieurs).

Crétacé vers le Sud, par dessus les dépôts situés à la base de la cuvette de Slănic. En même temps, on reconnaît un puissant déplacement presque vertical de 1 ou 2 km (fig. 3 et 4).

À cause de cette discordance verticale, le flanc Sud affaissé, formé par les dépôts de l'Aptien supérieur

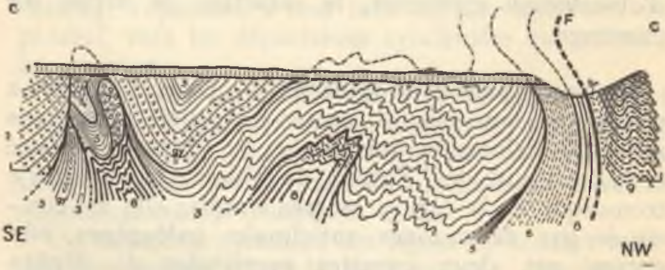


Fig. 4. — Coupe schématique dans la rive droite du Teleajen à Mâneciu (c' — c'). Échelle 1 : 20.000.
1. Terrasse. — 2. Burdigalien (conglomérats). — 3. Aquitanien (marnes à gypse (gy). — 4. Oligocène supérieur (Grès de Kliwa). — 5. Oligocène moyen (Ménilites). — 6. Oligocène inférieur et Éocène supérieur. — 7. Éocène à Nummulites (blocs). — 8. Sénonien (marnes rouges). — 9. Aptien et Barrémien; br Brèche. F. Ligne de chevauchement.

— des grès, des calcaires récifaux et des conglomérats — a complètement disparu en profondeur.

Seuls les restes de ce flanc Sud apparaissent sporadiquement le long de la faille sous forme de Klippes de calcaires récifaux, et de blocs de conglomérats aptiens supérieurs.

Par contre, sur le flanc Nord de la faille, les formations crétacées se sont parfaitement conservées, bien entendu, seulement là où elles n'ont pas été enlevées par l'érosion, mais elles sont très bréchifées dans le voisinage immédiat de la faille.

Le chevauchement du Crétacé sur les dépôts de la cuvette de Slănic est peu accentué vers l'Est et beaucoup plus accentué vers l'Ouest où il peut être suivi sur une distance de 1 km environ.

Malgré l'importance de cette dislocation, on ne peut pas lui attribuer, en se basant sur les données d'observation existentes, le caractère de nappe de charriage.

2. Zone paléogène-miocène. — Dans cette zone tectonique, nous faisons entrer les unités comprises entre la dislocation marginale du Flysch crétacé et le bord Sud de l'Éperon de Văleni. La structure tectonique de la région est très simple; elle est consituée par deux zones anticlinales paléogènes, séparées par deux cuvettes synclinales de dépôts miocènes.

Toutes ces zones sont orientées dans la direction générale des plissements, ç'est-à-dire NE-SO.

On sait bien que, après la torsion que subissent les Carpates en changeant de direction (NO-SE en Moldavie et NE-SO en Munténie), ils se détachent, de la zone du Flysch carpatique, des zones anticlinales qui pénètrent obliquement dans la zone des collines et qui disparaîssent vers le SO sous les dépôts pliocènes et miocènes. Les zones paléogènes sont séparées du Miocène par des cuvettes synclinales très larges avec une disposition synclinale régulière à l'extrémité Ouest des éperons. Plus avancé le long de ces cuvettes, vers l'Est, elles se rétrécissent vers leur point de séparation des éperons, en devenant de plus en plus assymétriques et en passant à des plis couchés, faillés et emprisonnés entre les masses des deux éperons adjacents.

Nous avons montré que l'on peut distinguer, dans

la vallée du Teleajen deux éperons (celui de Văleni et celui de Homorâciu) séparés par deux cuvettes (celle de Drajna et celle de Slănic).

La structure tectoniques des éperons est extrêmement simple: on observe de grandes zones anticlinales, replissées à leur tour en plis deversés, en général, vers les dépressions synclinales qui limitent les éperons.

Les contacts entre les éperons et les cuvettes, sont des lignes de fracture le long desquelles on constate le laminage des couches du complexe de l'éperon et aussi de celles qui se trouvent à la base des cuvettes méditerranéennes (coupes 1, 2, 3).

Un deuxième caractère des lignes de contact mentionnées, réside dans le fait qu'il se détache des éperons des anticlinaux simples qui pénètrent obliquement dans les dépôts de la cuvette et emprisonnent entre eux des cuvettes de méditerranéen écrasées.

Une pareille disposition est celle montrée par les gypses, qui apparaîssent au milieu du Paléogène, dans la vallée du Teleajen et sur lesquels nous allons insister un peu plus.

Sur la rive gauche du Teleajen, à mi-chemin, entre Vălenii-de-Munte et Gura Vitioarei, il apparaît un banc de gypse d'une épaisseur totale de 5 à 6 mètres, et avec une inclinaison de 50° au S. Ce dépôt est compris entre les dépôts de l'Oligocène supérieur.

Sur la carte géologique de TEISSEYRE ainsi que sur la carte et dans l'ouvrage que nous avons déjà publié sur cette région [1]), ces dépôts de gypse, étaient

[1]) D. M. PREDA, Op. cit.

considérés comme apparaissant dans l'axe d'un anticlinal de grès de Kliwa.

Des études plus détaillées, faites au cours de cette année, ont montré que les gypses montent jusqu'au faîte de séparation entre la vallée du Teleajen et la vallée Gardului. De cette manière, ils forment un synclinal écrasé entre les grès de Kliwa (fig. 1).

Il est presque certain, que ce synclinal de Miocène, se raccorde avec celui qui est plaqué sur l'Oligocène, au nord du village de Sărățel. À sa partie Nord, dans la Valea Gardului, ce dernier synclinal est chevauché par le Flysch paléogène, le long d'une ligne de dislocation. Dans le prolongement direct de cette ligne, se trouvent les gypses de la vallée du Teleajen et sans doute que l'on pourrait trouver la continuité entre ces deux points de dépôts miocènes, si la région n'était pas complètement boisée.

Cette découverte à une importance particulière pour la tectonique de la région, car l'interprétation du Miocène comme synclinal gisant sur le Flysch, exclut l'interprétation en nappes de charriage, de l'éperon de Văleni.

3. Zone Miocène-Pliocène. — Sous ce nom, nous avons séparé la zone tectonique qui s'étend au Sud de l'éperon de Văleni jusqu'aux confins de la plaine.

Dans cette zone, on rencontre des dépôts miocènes et pliocènes et quelquefois, sur les lignes de diapirisme, apparaissent aussi des klippes de Paléogène.

Le caractère général des plis de cette région est le diapirisme qui est provoqué par l'apparition du

sel en noyaux de percement à travers les dépôts miocènes et pliocènes, qui forment le plis.

On doit considérer les plis de cette zone comme de même nature que les plis de la zone miocène et leur assigner une descente en gradins vers la plaine.

Un fait sur lequel nous attirons l'attention et qui d'ailleurs est général pour tous les plissements jeunes en proximité de l'avant-pays, consiste à ce que ces plissements sont d'autant plus serrés qu'ils se trouvent plus loin de l'avant-pays. Les plissements s'élargissent en s'approchant de l'avant-pays et prennent le caractère de plis brachy-anticlinaux séparés entre eux par des cuvettes très larges.

On comprend que dans ces conditions on ne peut pas parler, du moins pour les dépôts supérieurs, d'une dislocation entre la plaine et la zone des plissements pliocènes de la région des collines et si de pareilles dislocations se rencontrent parfois (B u z ă u) elles doivent être envisagées comme des accidents locaux et ne peuvent nullement être généralisées pour toute la zone qui sépare la plaine des collines subcarpatiques.

IV. INDICATIONS SPÉCIALES

À l'occasion de l'excursion dans la vallée du Teleajen, M.M. les congressistes auront à visiter aussi:

A. Le Brachyanticlinal de B o l d e ș t i.

Ce Brachyanticlinal ne figure pas sur la carte géologique annexée, car il se trouve un peu plus au Sud.

La direction du brachyanticlinal est Est-Ouest, sur une longueur d'environ 5 km. vers l'Ouest, il descend

sous la plaine d'érosion de l'Ouest du T e l e a j e n et vers l'Est il disparaît complètement à 2 km vers l'Est de l'église du village de S e c i u.

La voûte de l'anticlinal, peut-être observée sur la rive droite du T e l e a j e n, au niveau du village B o l d e ș t i.

B. On visitera le Pliocène, compris entre C o a d a M a l u l u i et le pont sur le Teleajen à S c ă i o ș i.

Le premier point d'arrêt sera au Méotien de C o a d a M a l u l u i. Le Méotien se trouve sur le flanc nord d'un anticlinal, montrant le Miocène dans son axe, et dont le flanc sud est faillé et affaissé. Le dénivellement le long de la faille est de 2 km si l'on tient compte que son bord nord est formé d'Helvétien et que, immédiatement au sud de la faille, un forage de la Société Romăno-Americana, n'avait pas encore quitté le Levantin à 1.000 m de profondeur.

À C o a d a M a l u l u i, on verra la base du Méotien, qui est constituée par des grès et des calcaires oolithiques à *Congeria sub-carinata* DESH., *Dosinia exoleta* LINN. *Cerithium istritzense* TEISS. *Unio*, etc. La partie supérieure du Méotien, formée par des marnes et par des argiles à *Unio*, *Hydrobia*, *Congeria novorossica* SINZ. n'est pas visible sur la route.

2. Tout près du pont du chemin de fer sur le Teleajen, on voit le Pontien à *Vivipara*, *Valenciennesia*, *Congeria rhomboidea* M. HOERN. et *rumana* SABBA, *Dreissensiomya*, *Cardium*, etc.

3. Sur la rive droite du Teleajen, au Nord du pont, on peut voir les sables daciens à *Vivipara*, *Dreissensia rostriformis* DESH. *Vivipares*, *Prosodacna*.

4. Plus au Nord, en suivant le flanc nord du synclinal, le Pontien et le Méotien sont clairement visibles, de même que le Buglovien avec la ligne de dislocation qui le sépare du Pliocène.

La structure géologique de la région visitée, peut-être suivie sur la coupe fig. 1 et 2.

C. On visitera le contact entre le Paléogène de l'Éperon de Văleni et le Pliocène qui suit vers le Sud. De même, on remarquera les deux divisions: supérieure et inférieure du Paléogène (coupe fig. 1 et 2).

D. On pourra faire une coupe complète du flanc nord de l'Éperon de Homorâciu. En commençant par la boutonnière sénonienne, qui se trouve dans l'axe de l'anticlinal, on ira jusqu'au contact avec la cuvette miocène de Slănic, en remarquant le Sénonien, les schistes disodyliques, l'Oligocène inférieur ainsi que le contact de ce dernier avec l'horizon rouge du Miocène. On remarquera l'Helvétien avec les gypses et les tufs dacitiques.

La coupe sera faite dans les vallées du T e l e a j e n et de la V a l e a M a r e.

E. On suivra une coupe complète à partir du Crétacé inférieur (Barrémien) jusqu'aux conglomérats burdigaliens du flanc nord de la cuvette de Slănic à M â n e c i u - U n g u r e n i. À suivre en entier la coupe schématisée dans la fig. 4).

L'ANTICLINAL DIAPIR MORENI — GURA OCNIȚEI

PAR

L. MRAZEC ET I. ATANASIU

(PLANCHES No. 5 ET 6)

I. CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

L'anticlinal diapir Moreni—Gura Ocniței est situé dans la partie occidentale des Subcarpates méridionales.

Dans l'ensemble des plissements subcarpatiques les plis diapirs reviennent à la partie superficielle des couches plissées. Vers l'Est, cette partie superficielle est enlevée par l'érosion, de sorte que les dépôts plus profonds du Flysch apparaissent à la surface avec leur allure tectonique caractéristique: écailles chevauchantes ou déversées à l'extérieur. Vers l'Ouest le Flysch plonge sous le Pliocène formant couverture, dans laquelle les plissements de profondeur se reflètent seulement comme de larges plis anticlinaux, percés parfois par des lames de sel.

L'anticlinal Moreni—Gura Ocniței fait partie d'un fort soulèvement anticlinal, une sorte de grande voûte. D'après toutes les apparences on doit supposer que dans la partie plus profonde du noyau de cette voûte se trouve l'extrémité

occidentale de la zone marginale du Flysch.

Au point de vue morphologique, la région à plis diapirs revient à la partie méridionale des Subcarpates, à la région de contact entre les collines et la plaine. Le raccord entre ces deux unités morphologiques se fait par des immenses cônes de déjection que les rivières ont jadis déposés en quittant la région des collines, ainsi que par les terrasses supérieures qui convergent et se confondent avec les dépôts alluvionnaires de la plaine.

Les plissements diapris se continuent aussi sous ces alluvions. Certains plis peuvent émerger quand ils ont été épargnés par l'érosion; dans ce cas ils se détachent nettement de la surface horizontale de la plaine. Les hauteurs Măgura Bucșani et Mărgineni au Sud de Moreni, nous en représentent des exemples typiques.

L'anticlinal diapir Moreni—Gura Ocniței est dû à un percement de sel, qui apparaît à la limite méridionale des collines subcarpatiques, dans la vallée du Cricov.

Depuis le ravin Valea Păcurei jusque dans le ruisseau Puturosul la lame de sel peut-être suivie sur une longueur d'environ 5 km., avec une largeur moyenne de 500—600 m. Cette lame est couverte partiellement par des alluvions ou par les produits d'altération des grès et des argiles de la «Formation à sel».

Les dépôts percés appartiennent au Pliocène, dont les subdivisions (Levantin, Dacien, Pontien et Méotien) présentent à la suface une distribution tout à fait inégale. Le Levantin forme la couverture de surface de toute la région. Le Dacien et le Pontien, apparaissent seulement aux deux extrémités du pli

formant une bordure très étroite, sur son flanc septentrional. Enfin le Méotien a été atteint seulement par les sondages.

II. STRATIGRAPHIE

Les dépôts qui prennent part à la constitution de l'anticlinal diapir Moreni—Gura Ocniței, appartiennent exclusivement au Néogène.

Le Miocène est représenté par la «Formation à sel», noyau de percement, et le Pliocène par les dépôts de l'enveloppe percée.

Levantin. Le Levantin, c'est-à-dire la partie supérieure du Pliocène, peut être divisé dans cette région en deux horizons.

a) Un horizon supérieur, constitué presque exclusivement par des sables et graviers à stratification torrentielle, avec des intercalations de marnes argileuses, jaunes et vertes.

L'épaisseur de cet horizon ne peut-être déterminé, parce qu'il est, en partie, érodé. Il doit en tout cas dépasser 400 m. et comprend, à sa partie supérieure les «Graviers de Cândești».

b) Un horizon inférieur, dans lequel sont développés surtout des dépôts pélitiques, généralement de couleur verte. Ce sont les marnes à Helix, dont l'épaisseur varie entre 80 et 120 m, et dans lesquelles K. KREJCI et W. WENZ [1]) ont décrit *Helix Krejcii* WENZ et *Cepaea* sp. Dans le ravin Valea Făuresei, on

[1]) Neues Jahrbuch f. Mineralogie. Beilagebd. LV. Abt. B. 1926, p. 62—63.

peut voir, à la surface, ces marnes assez riches en Hélicides.

Les grès et calcaires d'eau douce, dans lesquels BOTEZ [1]) mentionne *Helix*, *Planorbis*, *Pupa*, *Clausilia*, *Succinea*, ne représentent que des intercalations dans ce complexe marneux. Tout à fait à la base de cet horizon, à environ 20 m. au-dessus de la première couche de lignite qui apparaît dans le Pliocène, G. BOTEZ [2]) décrit à Bana :

Unio Munieri SABBA.
— *gorjensis* TEISS.
— *Saratae* TEISS.
— *m. f. Saratae* TEISS.
— *transcarpaticus* TEISS.
— *procumbens* FUCHS.
— *Barrandei* NEUM.
— *moreniensis* nov. f.
— *prahovensis* nov. f.
— *Banae* nov. f.
— *Beyrichi* NEUM.
— *lenticularis* SABBA.
— *arciruga* TEISS.
Emmericia rumana TOURN.
Vivipara bifarcinata BIELZ.
— *contigua* SABBA.
— *transitoria* SABBA.
— *delineata* nov. f.
Lithoglyphus rumanus SABBA.
Tylopoma Brussinae SABBA.
— *m. f. Brussinae* SABBA.
— *gradata* SABBA.

[1]) Dări de seamă, vol. VII, 1915—1916, p. 168, Buc. 1917.
[2]) Comptes-rendus des séances de l'Institut Géologique de Roumanie. Tome V, 1913—14, p. 98. Bucarest, 1923.

— *m. f. gradata* SABBA.
— *plicata* SABBA.
Neritina Slavonica BRUSS.
— *guadrifasciata* BIELZ.
— *Boteanui* PORUMB.
Pisidium amnicum MÜLLER.
— *jassiense* COB.
Melanopsis rumana TOURN.
— *corecta* SABBA.
— *Bergeroni* SABBA.
— var. *costata* nov. f.
— *onusta* SABBA.

Dacien. L'étage Dacien est constitué par des marnes avec de fréquentes intercalations de sables, grès tendres et lignite. Les marnes, bleuâtres, grises ou noires sont presque toujours assez riches en fossiles. Les sables et les grès, ordinairement assez fins, peuvent devenir parfois grossiers et passer même à des graviers ou conglomérats, à petit grain. Les lignites, associés ordinairement aux marnes noires, peuvent former des lits jusqu'à 5 m. d'épaisseur, surtout dans la partie inférieure de l'étage.

La présence des lignites et des marnes noires et l'absence des intercalations importantes de graviers, différencient le Dacien du Levantin, tandis que la présence des lignites et des nombreuses et puissantes intercalations de sables, le différencie du Pontien.

Au point de vue palénotologique, le Dacien devrait être caractérisé par la présence des genres *Prosodacna* et *Stylodacna*, mais dans la région Moreni—Gura Ocniţei, d'après les observations de BOTEZ[1]), ces genres n'apparaissent que dans la partie tout à fait

[1]) Dări de seamă ale Institutului Geologic, vol. VII (1915-16), p. 167, Bucureşti, 1917.

inférieure de l'étage. En considérant comme daciennes seulement les couches à *Prosodacna* et *Stylodacna*, nous serions conduits à réduire l'épaisseur de cet étage, dans la région Moreni, à quelques dizaines de mètres, ce qui n'est pas admissible, car seulement à quelques kilomètres plus au Nord, c'est à-dire dans une région plus rapprochée du bord supposé du lac Dacien, les dépôts à *Prosodacna* ont plus de cent mètres d'épaisseur. Il est plus probable que les formes mentionnées, étant des formes littorales typiques, leur installation est déterminée, non seulement par le degré de salinité de l'eau, mais aussi par sa profondeur. Très abondantes vers la périphérie de la région de sédimentation du Dacien, elles deviennent de plus en plus rares, dès qu'on approche les parties où les eaux étaient plus profondes. Dans l'anticlinal Moreni—Gura Ocniței, la base du Dacien étant constituée presque exclusivement par des sables, on a de grandes chances de trouver juste dans cette partie de l'étage ces *Cardiacés* à coquille épaisse. Vue l'absence d'un critérium paléontologique rigoureux, la délimitation de l'étage devient arbitraire. On considère comme limite supérieure, la première couche de lignite, associée à des marnes noires, qui apparaît au-dessous des marnes vertes à *Helix*. Cette limitation laisse au Levantin les dépôts fossilifères de Bana, dont nous avons déjà mentionné la faune, en les rapprochant des couches à *Helix* et en les séparant des dépôts, en tous points semblables, qui gisent sous cette intercalation de charbon.

Si les dépôts de Bana, ne contenaient pas quelques formes de *Unio* sculptés, considérés comme caractéristiques pour le Levantin, nous serions tentés de placer la limite de cet étage plutôt juste à la base

des marnes à *Helix*, en englobant dans le Dacien les couches fossilifères décrites par Botez.

Dans les dépôts qui gisent au-dessous de la couche de lignite, considérée comme limite, les formes les plus communes sont, toujours d'après BOTEZ [1]):

Unio maximus FUCHS.
— *crajovensis* TOUR.
— *slanicensis* TEISS.
— *rumanus* TOUR.
Dreissensia polymorpha PALLAS.
Lithoglyphus Neumayri BRUS.
Tylopoma gradata SABBA.
Vivipara bifarcinata BIELZ
— *crajovensis* TOUR.
— *desmaniana* BRUS.
— *Popescui* COB.
Melanopsis rumana SABBA.
— *correcta* SABBA.
— *onusta* SABBA.
— *pterochilla* BRUS.
Neritina slavonica BRUS.
— *Licherdopoli* SABBA.
Ostracodes

Les nombreux sondages effectués surtout sur le flanc méridional du pli, ont permis d'établir assez exactement la succession des assises et la variation d'épaisseur de l'étage dans les différents sens.

On peut distinguer cinq horizons dans le Dacien.

L'horizon I, contient à sa partie supérieure les marnes noires et la couche de charbon considérée comme limite de l'étage. La moitié inférieure est

[1]) Dări de seamă ale şed. Institutului geologic, vol. VII (1915—16), p. 167. Bucureşti 1917.

presque complètement dépourvue de marnes noires et de lignite, étant constituée par des alternances de marnes, d'argiles et de sables. Épaisseur moyenne nor male 50—60 m.

L'horizon II, débute par un complexe épais de marnes noires et de lignites. Au-dessous se trouvent des marnes plastiques et des marnes noires à *Unio*. Puis, sur 50 m. d'épaisseur, suivent des dépôts plutôt pélitiques avec fréquentes intercalations de marnes noires mais pauvres en lignites. La base de l'horizon est formée par une couche d'environ 10 m. d'épaisseur de marnes noires, riches en fossiles et lignites. Épaisseur moyenne 70—100 mètres.

L'horizon III, presque exclusivement sablonneux, et dont l'épaisseur normale est d'environ 50—60 m., contient dans le tiers supérieur une intercalation assez constante de marnes noires à *Vivipara*.

L'horizon IV, est très riche en marnes noires fossilifères et en lignites qui forment des couches d'une épaisseur de 3—4 m. Il porte dans sa partie moyenne une intercalation sablonneuse d'environ 10 m. d'épaisseur.

L'horizon V, très riche en sables, est le principal horizon productif de la région. Une intercalation de marnes et lignites, d'environ 10 m d'épaisseur (couches intermédiaires) sépare l'horizon en deux parties: une partie supérieure, dénommée «couche Moreni» et une partie inférieure, «couche Drader». Épaisseur moyenne normale 80—100 m.

Le Dacien point à jour aux deux extrémités de l'anticlinal (B a n a et G u r a O c n i ț e i) et, comme bordure très étroite, sur son flanc septentrional.

Les sondages ont montré que tout à fait près du noyau de percement l'épaisseur des dépôts ne dépasse guère 250 m. En s'éloignant vers les régions

synclinales qui bordent le pli au Nord et au Sud, cette épaisseur s'accroît jusqu'à dépasser 400 m. Cette différence est due sans doute pour part, à des causes tectoniques, mais très probablement aussi à un défaut de sédimentation dans la partie axiale du pli. Ce défaut prouve que le pli était esquissé déjà durant la sédimentation du Dacien.

Les profils des sondages Crédit Minier No. 16 (à 70 m du sel) et 26 (à 200 m) du chantier Pâscov que, nous figurons sur la planche No. 5, mettent en évidence cette augmentation d'épaisseur.

On observe en même temps une augmentation de l'épaisseur dans la direction E-O. En effet tandis que dans le chantier Cricov à 200 m. du sel, le Dacien présente à peine 320 m. d'épaisseur normale, à Gura Ocniței, à la même distance du sel cette épaisseur dépasse 400 m. Les profils des sondages 7 et 26 Credit Minier et 307 Banca Minelor, figurés sur la planche No. 5 mettent en evidence ce fait.

Pontien. Le Pontien apparaît à la surface seulement comme une bande très étroite sur le flanc septentrional du diapir. Il est constitué presque exclusivement par des marnes compactes, bleuâtres, assez riches surtout en Cardiacés (*Cardium* cf. *Lenzi* R. HÖRNES). Vers la partie inférieure de l'étage, on rencontre en abondance *Congeria rumana* SABBA, *Congeria rhomboidea* M. HÖRNES et *Valenciennesia annulata* REUSS.

La limite supérieure de l'étage est indiquée par les premières marnes compactes à *Cardium Lenzi*, qui apparaissent au-dessous des sables inférieurs du Dacien; elle peut être déterminée avec assez de précision. Il faut toutefois observer, que la partie inférieure de ces sables contient déjà, à Moreni,

une faune qui indiquerait le passage au Pontien [1]):

Pontalmyra Constantiae SABBA.
Phyllocardium planum DESH.
Vivipara Neumayri BRUS.

L'épaisseur totale normale du Pontien, est, sur le flanc Nord de l'anticlinal, d'environ 500 m.; dans les forages elle montre, à cause de l'inclinaison des couches, jusqu'à 550 m. d'épaisseur. Sur le flanc Sud, les deux sondes qui ont percé l'étage. lui assignent une épaisseur apparente de 675 m. L'épaisseur normale, sur ce flanc, ne peut pas être déterminée, car on n'a pas établi encore le degré d'inchinaison des couches.

Méotien. Cet étage n'apparaît pas à la surface dans l'anticlinal diapir Moreni—Gura Ocniței.

Atteint seulement par les sondages, il a montré sur les deux flancs du pli, une constitution stratigraphique tout à fait homogène, au moins dans sa partie supérieure, la seule connue sur le flanc méridional.

Nous donnons dans la planche No. 5 un profil synthétique normal pour le Méotien du flanc Nord, puis le profil du sondage 42 Unirea, qui a pénétré plus profondément dans le Méotien, et enfin celui du sondage No. 258 Astra Română, qui a touché le Méotien du flanc Sud.

Dans la partie connue jusqu'à présent (300 m. d'épaisseur sur le flanc septentrional et 40 m. sur le flanc méridional), le Méotien est constitué par des marnes plus ou moins sablonneuses dans lesquelles on trouve des fréquentes intercalations de sables, de grès ou d'argiles.

---

[1]) G. BOTEZ, Dări de seamă ale Şed. Institutului Geologic al României, vol. VII (1915—16), p. 166. Bucureşti 1917.

La limite supérieure est indiquée par une couche de sable marneux, extrêmement riche en coquilles de *Congeria novorossica* Sinz. Parfois ce sable est cimenté et forme un grès qui marque plus nettement la limite.

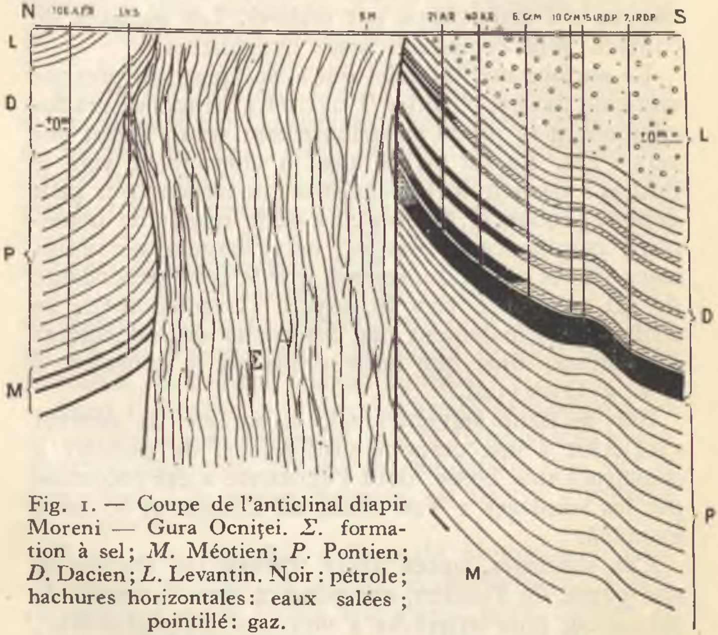


Fig. 1. — Coupe de l'anticlinal diapir Moreni — Gura Ocniţei. *Σ*. formation à sel; *M*. Méotien; *P*. Pontien; *D*. Dacien; *L*. Levantin. Noir : pétrole; hachures horizontales : eaux salées ; pointillé : gaz.

III. TECTONIQUE

Le caractère tectonique essentiel du pli Moreni— Gura Ocniţei, est dû au percement du sel à travers une voûte de dépôts pliocènes, émergeant des dépôts du Levantin supérieur. Les nombreux forages

exécutés dans la région ont permis de préciser assez exactement la forme du noyau perçant et ses relations avec les couches percées.

La coupe que nous donnons (fig. 1), montre que la Pliocène bute directement contre la lame de sel, comme s'il était coupé par celle-ci. Les surfaces de contact sont cependant assez irrégulières.

La surface méridionale, qui a une position presque verticale dans le chantier Ţuicani, s'incurve graduellement à sa partie supérieure tant vers l'Ouest que vers l'Est. Le sel arrive ainsi à chevaucher vers le Sud et à couvrir le Pliocène sur une largeur qui peut dépasser 200 m. (Pâscov). Là où le noyau de percement commence à plonger, cette largeur se réduit assez vite et on a l'impression que la lame débordante de sel, se retire vers le noyau. Ce phénomène se traduit principalement par des petits décrochements échelonnés, ainsi que nous avons pu le constater à Gura Ocniței.

Sur le flanc septentrional, la surface de contact s'infléchit à une certaine profondeur, de manière à constituer une bosse, dont l'existence a été reconnue par les sondages 1 Van Sikle, 28 Cometa et 60 Astra Română.

Ces sondages, après avoir traversé le Dacien et une partie du Pontien, ont pénétré dans le noyau de percement pour atteindre à nouveau, en profondeur, le Pontien et le Méotien.

Dans son ensemble, le noyau chevauche vers le Sud, phénomène d'ailleurs très commun aux plissements des Subcarpates méridionales. Il faut rappeler que la structure en écailles chevauchées est tellement exagérée dans le Flysch, formation plissée dans une zone plus profonde, qu'elle passe à la fin à un fractionnement général en plis-écailles.

Si nous envisageons donc la région à plis diapirs comme une couverture superficielle des plissements de la zone marginale carpatique, nous devons considérer dans notre région l'asymétrie des plis diapirs comme le reflet atténué des plissements de profondeur, beaucoup plus accentués. C'est un exemple typique de dysharmonie des plissements d'un même système à des niveaux différents de profondeur.

L'anticlinal Moreni—Gura Ocniței se distingue des autres diapirs par l'incurvation prononcée de la lame de sel vers le Nord. Cette incurvation pourrait être, interprétée comme un ploiement transversal produit pendant le percement, par la résistance des dépôts pliocènes percés, qui auraient gêné le développement complet du phénomène dans la direction E-O.

Les dépôts pliocènes des deux flancs du pli montrent dans leur partie centrale, un rejet d'environ 500 m. Ce fait ressort assez clairement de l'examen des isobathes du contact Dacien-Pontien.

Ainsi l'isobathe ± O de cette limite par rapport au niveau de la mer se trouve, sur le flanc Nord, à une distance d'enivron 200 m. du sel tandis que sur le flanc Sud, à la même distance, on trouve l'isobathe de —500 m.

Il est très probable qu'avec le plongement axial du noyau, ce rejet se réduit graduellement jusqu'à ce que les deux flancs s'unissent pour former la voûte anticlinale fermée qui prolonge le pli diapir à ses deux extrémités.

Les dépôts pliocènes sont fortement redressés à proximité du sel; leur angle de pendage diminue pourtant assez rapidement lorsqu'ils s'en éloignent. Sur le flanc septentrional l'inclinaison descend déjà au-dessous de 20^0 seulement à une distance de 100 m. du sel, tandis que sur le flanc méridional, le long de l'isobathe

de 500 m. l'inchinaison est d'environ 30⁰ pour le plan-limite Dacien-Pontien, et de beaucoup moindre à la surface.

Au nord de l'anticlinal diapir Moreni—Gura Ocniței, on a constaté[1]) dans la région de Bana et Moreni l'existence de deux autres plis, de moindre importance. Ce sont les anticlinaux de Bana et de Ciufu

L'anticlinal de Bana est mis en évidence par une petite apparition du Dacien, au point nommé La Ogradă. On a poursuivi ce pli, par forages, jusqu'à l'Est du ravin Valea Păcurei.

L'anticlinal de Ciufu se dessine comme une large voûte dans les dépôts levantins qui forment la colline Dealul Moreni. Vers l'Ouest, on le retrouve dans le ravin Valea Făuresei, où apparaissent les marnes à *Helix*, tandis que vers l'Est, il peut-être poursuivi au moins jusque dans la vallée de la Cervenia.

Dans les dépôts pliocènes qui forment le flanc méridional du pli diapir, on a constaté l'inflexion, assez prononcée, représentée par notre coupe (fig. 1). Cette inflexion se prolonge vers l'Ouest, en s'atténuant, jusque dans la vallée du Pâscov; vers l'Est on ne connaît pas son allure, car les forages manquent complètement.

IV. PÉTROLE

Les formations à pétrole dans l'anticlinal Moreni—Gura Ocniței sont le Dacien et le Méotien.

---

[1]) G. BOTEZ, Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. al României, vol. VII, 1915—16. București 1917.

Le pétrole du Dacien, localisé strictement dans les couches poreuses, assez oxydé, dense surtout à la partie supérieure de l'étage, et associé à des eaux salées de concentration très variable, revêt tous les caractères d'un gisement secondaire. L'origine secondaire des pétroles du Dacien se trouve confirmée encore par le fait que cet étage n'est pétrolifère que lorsqu'il est percé par le sel, c'est-à-dire seulement là où les failles qui bordent le sel perçant ont fourni des voies d'accès pour le pétrole venant de profondeur. Dans tous les autres plis des Subcarpates méridionales le Dacien est dépourvu de toute trace de pétrole. Et même dans les plis diapirs, lorsque le percement n'est pas développé de manière à mettre en contact direct les dépôts daciens avec le noyau de percement, l'étage reste improductif. Un exemple nous est fourni par le flanc Nord du pli diapir Moreni - GuraOcniței, où le Dacien est séparé du sel par une lame étroite de marnes pontiennes imperméables.

Le pétrole du Méotien apparaît ordinairement dans des couches peu épaisses mais très nombreuses et rapprochées l'une de l'autre, de sorte qu'on a l'impression que tout l'étage en est saturé. Le pétrole Méotien assez paraffineux, mais moins oxydé et de beaucoup moins dense que le pétrole du Dacien, est toujours associé avec des eaux salées d'une concentration remarquable et sensiblement constante. Nous rappelons encore que le Méotien est pétrolifère dans tous les Subcarpates de la Munténie orientale, tant dans les plis diapirs percés que dans les plis à voûte entière (ex. les anticlinaux F i l i p e ș t i, C e p t u r a, etc.). Ainsi la présence du pétrole dans cet étage ne paraît pas liée aux failles, qui lui auraient permis la migration et la mise en place, comme c'est le cas pour le pétrole du Dacien.

Tous ces caractères distinguent les gisements pétrolifères méotiens des gisements daciens, en les rapprochant plutôt aux gisements primaires.

Le pétrole est exploité dans le Dacien, et le Méotien sur les deux flancs de l'anticlinal diapir Moreni-Gura Ocniței. Dans les couches de sable on peut constater toujours, près du sel, une zone très riche en gaz, puis vient le pétrole qui forme les gisements exploitables et enfin, vers les dépressions synclinales, on trouve des eaux salées.

Le pétrole du Méotien est exploité surtout sur le flanc Nord, à partir de Bana jusqu'à Gura Ocniței et seulement dans la partie supérieure de l'étage. Jusqu'ici on n'y a reconnu que trois couches exploitables situées successivement à 28, 56 et 110 m au-dessous de la limite supérieure de l'étage, c'est-à-dire de la première couche à *Congeria novorossica* SINZ. Les exploitations plus profondes ont avancé jusqu'à plus de 300 m. dans le Méotien (sondage 42 Unirea), sans pouvoir toutefois mettre en évidence d'autres couches pétrolifères.

L'exploitation, qui date depuis 1914, se fait à des profondeurs variant de 760 à plus de 1000 m.

La production totale obtenue de cet étage jusqu'au 1 janvier 1927, dépasse 800.000 T. Dans les chantiers Pleașa, Stavropoleos et Bana, où l'exploitation des trois couches connues est assez avancée, la production moyenne s'est élevée à environ 24.000 T. par Ha. et 7.500 T. par sondage. Les meilleurs sondages ont donné 35.000—40.000 T. (5 Unirea, 39.000 T.; 42 Astra Română B., 33.910 T.; 101 Aq. F. R., 33.510 T.) et exceptionnellement la production a dépassé 100.000 T. (1 Româno-Americană).

Sur le flanc méridional, à Țuicani, c'est à

peine cette année que deux sondages (5 P. Româno-Americană et 258 Astra-Română) ont percé le Méotien. Le sondage 258, donne 300 T. par jour de la première couche productive.

Le pétrole du Méotien a une densité variant de 0,858 à 0,866 et contient parfois jusqu'à 6% de paraffine. À la distillation les produits volatils montent à 50%.

La pétrole du Dacien. Le Dacien a été exploité sur le flanc Nord de ce pli diapir seulement dans sa partie orientale, dans le chantier B a n a.

L'exploitation, commencée en 1911, est arrivée à épuiser presque complètement le Dacien, après avoir extrait environ 420.000 T. de pétrole.

La production moyenne a été de 25—30.000 T. par Ha. et de 9000 T. par sondage. Les meilleurs sondages ont fourni jusqu'à 30.000 T. (9 Astra Română Bana, 29.040 T.; 21 Astra Română Bana, 28.670 T.).

Sur le flanc méridional, le pétrole imbibe, à proximité immédiate du sel, presque toutes les couches de sable du Dacien et même celles du Levantin inférieur.

L'importance du phénomène est variable de couche à couche, mais en général on peut affirmer que l'imbibibtion est d'autant plus développée que la couche est plus profonde. Ainsi, tandis que les couches supérieures appartenant aux horizons I, II et III, ont produit tout au plus jusqu'à une distance de 200 m. du sel, les couches les plus profondes, et spécialement la couche Drader, produisent encore dans des sondages distants de 700 m du sel.

Vers la région synclinale, le pétrole est remplacé dans les couches perméables, par des eaux salées à minéralisation particulière, dont le trait le plus saillant

est l'abondance du Brome et de l'Iode. Ce sont les eaux de gisement qui apparaissent dans chaque couche exploitée après son épuisement.

Les couches pétrolifères qui ont été assez riches pour être exploitées sont réparties dans tous les cinq horizons que nous avons séparés dans le Dacien.

Les couches exploitables appartenant aux horizons I, II et III, ont fourni toute la production du flanc méridional du pli diapir Moreni—Gura Ocniței jusqu'à 1906.

Dans le chantier Ţ u i c a n i, leur rendement a été de 110.000 T. par Ha. et de presque 27.000 T. par sondage. Les meilleurs sondages ont produit jusqu'à 100.000 T. (1 M. 103.600 T., 14 M. 87.800 T., 15 M. 87.060 T., 32 Româno Americană (Speranța) 83.440 T.).

L'exploitation, commencée en 1904 a épuisé complètement cette région et maintenant on exploite encore les couches appartenant à l'horizon III, seulement dans les chantiers P â s c o v et G u r a O c n i ț e i.

Dans l'horizon IV on a mis en exploitation, seulement dans ces dernières années, dans les chantiers P â s c o v et G u r a O c n i ț e i, une couche dont la production est monté jusqu'à 600 T. par jour.

L'horizon V, contient les deux couches productives Moreni et Drader, les plus importantes de la région tant par leur étendue que par leur débit.

La couche Moreni, mise en exploitation depuis 1906, a donné dans le chantier Ţuicani, une production moyenne de 130.000 T. par Ha. et plus de 30.000 T. par sondage. Les meilleurs sondages ont eu des productions qui ont dépassé 150.000 T. (22 S. Astra-Română 179.260 T.; 23 S. Astra-Română 163.970 T.).

L'exploitation de cette couche continue surtout dans les chantiers Pâscov et Gura Ocniței.

La couche Drader est exploitée depuis 1912. Le sondage 1 Columbia, qui fut le premier à atteindre cette couche, donna 400.000 T., la plus grande production qu'on ait obtenu jusqu'à présent en Roumanie d'un sondage.

La production moyenne par Ha. et par sondage, fut dans le chantier Țuicani, sensiblement la même que pour la couche Moreni, c'est-à-dire respectivement 130.000 et 30.000 T. Comme production exceptionnelle de cette couche, on peut mentionner encore la production de plus de 300.000 T. du sondage 69 Astra Română.

La couche Drader est actuellement en exploitation dans les chantiers Gura Ocniței et Pâscov et c'est cette année même qu'on a mis en évidence sa valeur dans le chantier Cricov, où le sondage 150 Credit Minier, a commencé l'exploitation avec une production de 1000 T. par jour.

En ce qui concerne la production totale du Dacien du flanc méridional, nous ne pouvons espérer à déduire quelques valeurs moyennes que dans le chantier de Țuicani, où l'exploitation est assez avancée. Sur une surface d'environ 17,5 Ha., située dans la partie septentrionale du chantier, et comprise entre le noyau de percement et l'isobathe de 500 m. de la limite Dacien-Pontien, ont produit jusqu'au 31 décemb. 1923:

Les couches supérieures environ . . .	370.000 T
La Couche Moreni	2.113.700 T
La Couche Drader	2.116.800 T
Total . . .	4.600.500 T

Le chiffre total donne une production moyenne de 287.550 T. par Ha., ce qui représente une couche de pétrole de 31—32 m d'épaisseur.

Le pétrole du Dacien est généralement plus dense que celui du Méotien. Dans les couches supérieures la densité varie autour de 0,9, tandis que dans l'horizon V, la densité est moindre: 0.860—0,880.

La couche Drader contient le pétrole le plus léger.

Dans le diagramme ci-joint, nous donnons les productions annuelles **du pli diapir Moreni—Gura Ocniţei,** depuis le 1-er avril 1899 jusqu'au 1 -er janvier 1927

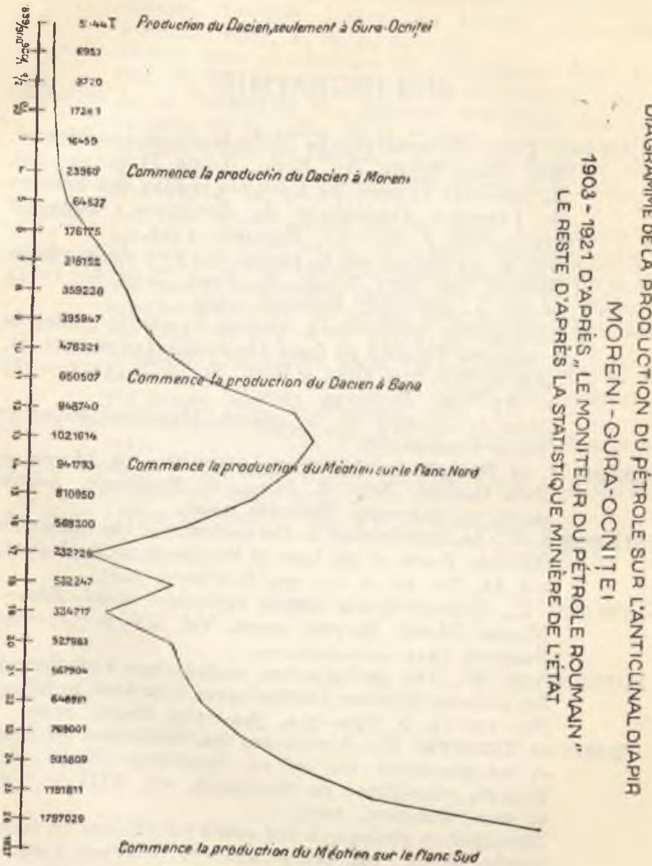

DIAGRAMME DE LA PRODUCTION DU PÉTROLE SUR L'ANTICLINAL DIAPIR
MORENI-GURA-OCNIŢEI
1903 - 1921 D'APRÈS „LE MONITEUR DU PÉTROLE ROUMAIN"
LE RESTE D'APRÈS LA STATISTIQUE MINIÈRE DE L'ÉTAT
Production du Dacien, seulement à Gura-Ocniţei
Commence la productin du Dacien à Moreni
Commence la production du Dacien à Bana
Commence la production du Méotien sur le Flanc Nord
Commence la production du Méotien sur le Flanc Sud

Fig. 2

BIBLIOGRAPHIE

G. BOTEZ, Ueber die levantinische Moluskenfauna von Moreni. Bul. Sect. Scient. Ac. Rom., Tome II (1913—14), p. 236—241 et dans les Comptes rendus des Séances de l'Institut Géologique de Roumanie, Tome V (1913—14), p. 97—101. Bucarest, 1923.

— Sur la tectonique de la partie orientale de la région Moreni. Bul. Sect. Scient. Ac. Rom. Tome III (1914—15), p. 300—307. Bucarest, 1914.

— Comunicare preliminară asupra structurii geologice a regiunii figurată pe foaia Haimanale (1 : 50.000). D. de S. ale Şed. Inst. Geol. al Rom. Vol. VII (1915 — 16) p. 163—176. Bucureşti 1917.

— Carte (1 : 20.000) de la région Moreni—Colibaşi—Ocniţa (manuscrit).

CARDAŞ I. et BASGAN I., La région pétrolifère de Moreni—Gura Ocniţei. Ann. d. Mines de Roumanie. 9-ème année, p. 501—529. Bucarest, 1926.

FLOWER S. C., An introduction to the tectonics of the rumanian Oilfields. Journ. of the Inst. of Petroleum technologists, vol. II, No. 48, p. 61—75, February, 1925.

HOISESCU C., Consideraţiuni asupra extinderii zonei Bana—Moreni. Monit. du pétr. roum. Vol. XV, p. 521—26. Bucarest 1914.

KAUENHOWEN W., Die geologischen, technischen Verhältnisse des süd-rumänischen Erdölgebietes. Glückauf. 61 Jahrg. No. 12—13, p. 329—334, 364—369. Essen, 1925.

MRAZEC et TEISSEYRE W., Aperçu sur les formations salifères et les gisements du sel en Roumanie. Monit. des Intérêts pétrolifères en Roumanie, vol. VIII, p. 420 et suiv. Bucarest, 1902.

— Distribution géologique des zones pétrolifères en Roumanie. Id. Id., vol. III, p. 271—81. Bucarest, 1902.

— Travaux de la Commission du Pétrole, I, p. 47—51. Bucarest, 1905.

MRAZEC L., Contribution à la géologie de la région Gura-Ocniţei—Moreni. Monit. du pétr. roum. Vol .VI, p. 785—88. Bucarest, 1905.

— Ueber die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten. Congrès Intern. du Pétrole. III-e Sess. Bucarest, 1907. T. II, p. 80—134.

— Despre cute cu sâmbure de străpungere. Bull. d. l. Soc. de Sc. de Buc. XVI, p. 6—8. Bucarest, 1907.

MRAZEC L. et TEISSEYRE W., Esquisse tectonique des Subcarpates de la vallée de la Prahova. Guide du III-e congrès intern. du pétrole, I, p. 43—50. Bucarest 1907.

— Excursion dans les régions pétrolifères de la vallée de la Prahova. Id. id., II.

MRAZEC L., Les gisements de pétrole dans: L'industrie du pétrole en Roumanie, p. 56 et suiv. Bucarest, 1910.

P. VOITESTI I., Considérations géologiques sommaires sur le sel des massifs des régions carpatiques et sur ses rapports avec les gisements de pétrole en Roumanie. Bul. Soc. St. Cluj. T. I. f. 2, p. 238—246. Cluj, 1922.

— Rapports géologiques entre les gisements de sel et ceux de pétrole. Annales des mines de Roumanie, 7-e année, No. 12. Bucarest, 1924.

* * * Monit. du pétr. roum., vol. XII, p. 1335—37. Bucarest, 1911.

* * * Sondage 1 Colombia. Monit. du pétr. roum., vol. XIII, p. 850—60. Buc., 1912.

* * * La région Moreni. Id. vol. XV, p. 577—585. Buc., 1914.

GÉOLOGIE
DE LA
VALLÉE DE LA PRAHOVA
ENTRE
CÂMPINA ET COMARNIC

PAR

O. PROTESCU ET G. MURGEANU

(PLANCHE No. 7)

I. INTRODUCTION

L'étude détaillée de la voie naturelle qui relie la cité industrielle de Ploeşti à la Transylvanie n'a pas été achevée jusqu'à présent.

La mise en évidence des gisements pétrolifères de la vallée de la Prahova a attiré cependant, dès le milieu du siècle passé, nombre de savants étrangers qui ont fait connaître les résultats de leurs recherches locales.

C'est seulement dans la dernière décade du XIX-e siècle, que M. V. Popovici-Hatzeg entreprend l'étude d'ensemble de cette région et publie un ouvrage remarquable. Depuis, les travaux se multiplient. M. le Prof. L. Mrazec, souvent en collaboration avec W. Teisseyre fixent leur attention surtout aux régions pétrolifères et tâchent d'en démêler la géologie.

Dernièrement, MM. les Professeurs I. Popescu-Voiteşti et. L. Mrazec en collaboration avec O.

Protescu se sont livrés à une étude très détaillée des environs de Câmpina et Breaza, qui reste encore inédite.

Les auteurs du présent guide ont limité leur tâche à un aperçu des régions que les excursionnistes auront à traverser. Ils ont largement puisé leurs données dans les indications précieuses publiées auparavant, et ils ont essayé de les accorder avec les connaissances nouvellement acquises.

II. STRATIGRAPHIE

L'étroite zone longeant de part et d'autre le cours de la Prahova entre Posada et Câmpina est constituée par des formations appartenant au Mésozoïque et au Cénozoïque.

Le groupe Mésozoïque est représenté par son terme supérieur: le système Crétacé, tandis que le Cénozoïque comprend, au complet pourrait-on dire, les représentants du Paléogène et du Néogène.

Crétacé.

Les faciès lithologiques des dépôts crétacés permettent une division bien nette en cinq complexes qui correspondent aux époques ou aux groupes d'époques du Crétacé inférieur et supérieur. Point de trace du Crétacé moyen, du moins sur la vallée de la Prahova.

Valanginien - Hauterivien (Couches de Sinaïa) Le Crétacé inférieur débute par un puissant paquet de calcaires noirs, fins, alternant avec des marno-calcaires blancs, durs et des grès fins, micacés, noirâtres, en plaquettes ainsi que des marnes argileuses,

gris-noirâtre, tendres, formant souvent le trait-d'union d'une couche à l'autre. Ces éléments constitutifs, quelle que soit leur nature pétrographique, sont fortement crevassés et les diaclases comblées de calcite blanche contrastent avec le ton noir, prédominant, du complexe.

Notre bibliographie géologique a dénommé ces couches «Couches de Sinaïa». A part quelques formes hauteriviennes parmi lesquelles *Peregrinella peregrina* V. BUCH sp. et *Lissoceras (Haploceras) Grasianum* d'ORB sp.[1]) nous ne connaissons, sur base paléontologique, la présence du Valanginien. Néanmoins nous l'admettons à la base de la série, vu que les calcaires qui surgissent sur la ligne du flanc externe du synclinal des Bucegi — en contact avec les couches de Sinaïa — ont fourni à M. POPOVICI-HATZEG[2]) deux formes berriasiennes: *Hoplites* (*Berriasella*) *Chaperi* PICT. sp. et *Hoplites* (*Berriasella*) *carpathicus* ZITT. sp.

Quoique bien caractérisées au point de vue pétrographique, les Couches de Sinaïa ménagent un passage insensible aux couches qui les surmontent. Ce passage se traduit par l'amincissement progressif des calcaires noirs et des marno-calcaires — qui d'ailleurs n'arrivent que très rarement à dépasser 50 centimètres — tandis qu'on observe un accroissement des marnes gris-bleuâtre.

Barrémien-Aptien (Couches de Comarnic). C'est seulement lorsque la série devient franchement marneuse et que l'aspect noirâtre vient à disparaître qu'on se rend compte d'une transition vers un

[1]) Pour plus amples détails voir: G. MACOVEI, Aperçu géologique des Carpates orientales. Dans le corps du guide.

[2]) V. POPOVICI-HATZEG, Étude géologique des environs de Câmpulung et Sinaïa. Paris 1898, pag. 97.

niveau stratigraphique supérieur. Les marnes gris-bleuâtre, tendres, plastiques lorsqu'elles sont humectées forment la masse fondamentale de cette nouvelle série. Elles alternent avec des calcaires jaunâtres ou bruns dont l'épaisseur ne dépasse guère 10—20 cm.. Ces calcaires sont d'une importance capitale pour la connaissance des couches qui les enclavent.

Ils passent souvent par addition d'éléments gneissiques à biotite ou de micaschistes à biotite ainsi que d'éléments calcaires verts à de véritables conglomérats calcaires. Calcaires compacts ou calcaires conglomératiques, ce sont toujours les roches fossilifères du complexe. On y a décrit [1]) *Orbitolina lenticularis* BLUMB. et autres fragments indéterminables. Depuis on n'a cessé de reconnaître des baguettes d'*Echinides*, *Coraux*, entroques de *Crinoïdes*, *Bryozoaires*, *Brachiopodes* et *Bélemnites*.

Lorsque l'élément calcaire prend une physionomie bréchiforme et qu'un apport abondant d'éléments cristallins ou jurassiques change l'aspect initial de la roche, on est en présence des calcaires bréchiformes ou des calcaires conglomératiques qui constituent la roche de prédilection des *Bélemnites*. Ils ont été longtemps considérés, à tort, étrangers au complexe mentionné; ils ne sont en réalité qu'un terme extrême des calcaires organogènes à *Orbitolines*, dont on peut les dériver successivement. A Pietroșița (distr. de Dâmbovița) ils contiennent *Neohibolites clava* STOLL., forme commune à l'Aptien de l'Allemagne du Nord.

En outre des roches mentionnées plus haut il faut encore ajouter certains grès finement micacés

[1]) L. MRAZEC, I. P. VOITEȘTI et G. MACOVEI, Sur l'âge des Couches de Comarnic. C. R. des Séances. Institut géol. de Roumanie. Tome III, 1911—1912, pag. 95.

qui se délitent facilement en plaquettes à surface ondulée (structure curbicorticale) ainsi que des marnes à ciment, blanches ou blanc-bleuâtre, dures, sonores, à *Fucoïdes* fines, traversées d'anastomoses de veinules de calcite. Ces marnes sont quelquefois fossilifères, elles ont fourni quelques impressions indéterminables de *Crioceras* à Pietroșița et Valea Morăneasca (Talea). Il n'est pas rare d'observer aussi des grès noirâtres durs, à hiéroglyphes en zig-zag.

Les affleurements du complexe dont il s'agit sont extrêmements caractéristiques; vu la part importante que prennent les marnes, la série est sujette aux glissements qui resserrent les cours des petites rivières; lorsque le temps est sec, les berges, taillées dans cette série marneuse sont blanchies d'efflorescences de sulfate de magnésium, de carbonate et de chlorure de sodium.

Comme nous l'avons dit plus haut, il est difficile de différencier nettement les Couches de Comarnic de celles de Sinaïa; on trouve toujours des couches de passage dans lesquelles un faciès disparaît graduellement pour faire place à un autre. Ces couches de transition nous ont fourni, tant à Pietroșița qu'à Comarnic (Vallée du Mesteacăn) quelques *Aptychus Didayi* Coq. A en juger d'après l'association de formes barrémiennes [1]) avec cette dernière forme à Dealul Sasului, dans la région du faciès vaseux, il paraîtrait, qu'on est en droit d'attribuer à *Aptychus Didayi* — forme hauterivienne dans les régions classiques du Sud-Est de la France — un habitat quelque peu supérieur, barrémien, du moins pour les régions extrêmes,

---

[1]) V. Popovici-Hatzeg, Op. cit., pag. 104.

méridionales, du géosynclinal carpatique. La présence dans nos couches de transition pourrait être, faute de mieux, une indication sur la présence du Barrémien dans la série crétacée.

C'est à M. M. L. MRAZEC, I. POPESCU-VOITEŞTI et G. MACOVEI [1]) que revient le mérite d'avoir, pour la première fois, fixé l'âge de ces couches à l'Aptien.

Les Couches de Comarnic, tout comme celles de Sinaïa, sont fortement plissottées et ordinairement déjetées ou déversées vers l'extérieur.

Aptien [horizon moyen — horizon supérieur (Conglomérats de Bucegi)]. Il est bien difficile de préciser l'épaisseur des couches dont il vient d'être question à cause de leur plissement intense. Toutefois on peut affirmer que les Couches de Comarnic sont sensiblement moins développées que celles de Sinaïa (peut-être, tout au plus 300 m. d'épaisseur).

Lorsqu'on suit une coupe complète des dépôts crétacés inférieurs on constate que les Couches de Comarnic, vers leur sommet, deviennent successivement gréseuses. Les grès sont tout d'abord très minces, ils alternent encore avec des marnes grisnoirâtre. Cette zone est elle-même très réduite ou peut manquer. Habituellement les Couches de Comarnic sont surmontées de gros bancs de grès, légèrement plissés.

Tels qu'on peut les observer dans les vallées de Talea ou de Belia, un sommet de Plaiul Căşăriei ou vârful Rădăcina, ce sont des grès quartzitiques, gris-foncé lorsque la cassure est fraîche, roux-jaunâtre par altération, à

---

[1]) L. MRAZEC, I. POPESCU-VOITEŞTI et G. MACOVEI, Op. cit.

ciment argileux ou faiblement calcaire. Presque sans exception ils contiennent des grains de quartz rose. Les grès sont ordinairement à grain moyen, les intercalations de grès grossier ne manquent cependant pas.

Les surfaces de séparation des grès possèdent d'abondants débris charbonneux qui arrivent parfois à constituer de véritables intercalations, minces d'ailleurs. Par exagération de l'amas charbonneux on se trouve quelquefois en présence de lentilles d'un charbon noir luisant, à cassure conchoïdale, très bitumineux (Valea Pătrâioarei, Piscu cu Brazi).

D'autres fois, les surfaces de séparation sont vacuolaires à cause du lavage des parties marneuses, moins résistantes, qu'enclavent les grès.

Enfin, les nodules pyriteux sont très abondants. Ils s'oxydent rapidement et, par ce fait, tachent en roux les plans de stratification.

L'horizon franchement gréseux contient aussi, des strates à conglomérats menus formés d'éléments calcaires blancs et de quartz blanc filonien, ou bien noir. On doit mentionner leur pénurie en mica. Il n'est également par rare que certains bancs de grès à grain moyen, possèdent, comme enclaves sédimentées, de gros blocs roulés de calcaire jurassique.

Le grès aptien est facilement altérable; lorsque les couches pointent à jour on n'observe pas d'arêtes saillantes. Le sol qui nait à leur dépens est sablonneux et ne possède que rarement des blocs épars de roche-mère.

Dans le cadre de notre région on ne connaît pas les intercalations lenticulaires de calcaires à *Caprotines* qui ont servi ailleurs [1]) à préciser l'âge des cou-

---

[1]) Ceahlău, Zăganu, Bucegi, Vallée de la Ialomicioara (Runcu), Vallée de la Țâța (Col-

ches qui les renferment: elles ont été lavées par l'érosion antésénonienne. Toutefois, vu leur position stratigraphique et l'analogie pétrographique qu'ils présentent avec les grès des régions mieux dotées au point de vue fossilifère, nous nous rangeons aux opinions de M. M. G. MACOVEI, I. ATANASIU et D. PREDA [1]) et nous considérons ces grès comme aptiens.

L'horizon gréseux dont il vient d'être question est toujours reconnaissable à la partie supérieure des Couches de Comarnic, entre celles-ci et les Conglomérats de Bucegi. Cela vaut pour les régions externes de la zone interne. Cependant lorsqu'on avance vers l'ancienne zone côtière de la mer du Flysch qui frangeait le massif cristallin de la Leaota on constate qu'il est souvent difficile de séparer l'horizon gréseux de celui des conglomérats. Le massif des Bucegi en est une preuve. Cette disparition de l'horizon gréseux se fait d'une manière tout à fait insensible, les conglomérats empiètent successivement sur les grès jusqu'à superposition directe aux couches de Comarnic.

Les Conglomérats de Bucegi n'intéressent pas — en tant qu'horizon — notre région d'études. Il est bien probable que les conglomérats, non individualisés comme horizon, qui couronnent le sommet de Gurguiatu et celui de Colțul Pie-

---

țul Sălătrucului) Vallée de la Ialomița (Moroeni et Fieni).

[1]) G. MACOVEI și I. ATANASIU, Structura geologică a Văii Bistrița între Pângărați și Bistricioara (Neamț). D. d. s. ale șed. Inst. Geol. Rom. Vol. VIII, (1919—1920), pag. 61.

D. M. PREDA, Géologie et tectonique de la partie orientale du district de Prahova. An. Inst. Geol. Rom., Vol. X, pag. 63—82.

tricelei sont synchrones aux véritables conglomérats de Bucegi. Par ailleurs ils ont été complètement enlevés par l'érosion.

Néanmoins, l'excursion s'étendant au delà des cadres de notre carte, nous croyons nécessaire d'indiquer leurs caractères pétrographiques. Ce sont des conglomérats polygènes à éléments tantôt menus, tantôt dépassant quelques mètres cubes. On y distingue des calcaires jaunâtres tithoniques, des conglomérats Verrucano, des granites et gneiss à biotete, du quartz blanc filonien, des quartzites noirs, micaschistes; la série sédimentaire du bassin de la Dâmbovicioara y est également représentée, ce qui prouve qu'une forte transgression poussait à l'intérieur de la zone cristalline de la Leaota les eaux toute-fois mourantes, de la mer infracrétacée.

Les arguments d'ordre paléontologique, en faveur de l'âge cénomanien des conglomérats de Bucegi — envisagés strictement dans la vallée de la Prahova — sont insuffisants. Bien au contraire, l'admirable coupe du massif de Ceahlău, en Moldavie, étudiée par M. M. G. MACOVEI et I. ATANASIU [1]) a prêté à ces auteurs certaines preuves pour l'âge aptien de ces couches. Il en est de même quant au Zăganu, étudié par M. D. PREDA [2]).

En somme, à part les Couches de Sinaïa et la partie inférieure des Couches de Comarnic, la zone interne terminale des Carpates orientales est constituée par un fort paquet de couches aptiennes.

C'est avec ces couches que s'éteint la première phase de sédimentation de la mer du Flysch. Les forces tangentielles qui ont agi continuellement,

---

[1]) G. MACOVEI et I. ATANASIU, Op. cit.
[2]) D. M. PREDA, Op. cit.

durant la période de dépôt, aboutissent à exonder notre région et à créer terres fermes sur l'emplacement du géosynclinal. Enfin, l'action des agents dynamiques externes, extrêmement puissante, finira par modeler l'aire continentale qui vient de naître.

Sénonien. À la suite d'un premier grand effondrement qui se produit, en traits généraux, le long de la marge méridionale actuelle de la zone interne, une grande dépression, que les eaux marines ne tarderont pas à combler, se dessine à l'extérieur de l'ossature nouvellement gagnée à la terre ferme.

C'est au début du Sénonien que ce grand événement se produit. Lentement les rivages se démantèlent sous l'action des vagues.

De sorte que les premiers sédiments de cette seconde phase marine sont des dépôts franchement côtiers.

On les observe comme tels sur quelques points de la zone de sédimentation: dans la vallée du Bizdidel, Valea Tonții (affluent de gauche de la Ialomicioara), dans la Vallée du Bărbuleț, à Cucuteni, Fieni, Breaza, Cornu et Vallée de Câmpinița.

À Breaza et à Cornu, ces dépôts sont représentés par des grès tendres, gris, extrêmement micacés, à grandes concrétions de formes variables, à ciment calcaire. Ces grès à boules sont accompagnés de conglomérats à éléments quartzitiques dont la grosseur ne dépasse pas celle d'une noisette, bien stratifiés et tout aussi friables que les grès. On connaît en outre des intercalations argilo-sableuses, noirâtres, grisâtres ou rousses.

Hormis ces deux localités, qui malheureusement ne nous offrent pas d'indications paléontologi-

ques [1]), les autres points mentionnés, sans exception, sont abondamment pourvus de débris d'*Inocérames*.

La sédimentation dont nous venons de voir le début continue sans interruption en passant à une série marneuse, très caractéristique. C'est le faciès des marnes rouges sénoniennes. Ce faciès n'est répandu qu'à partir du Buzău à l'Ouest, c'est-à-dire dans le portion terminale des Carpates orientales. Telle qu'on peut l'observer à Breaza, Gura Beliei ou Valea Râpile (Comarnic), la série se présente uniformément constituée de marnes rouge-brique, cassantes, alternant avec des marnes, verdâtres de même nature et des grès calcaires, verdâtres, à biotite et muscovite. Il est assez difficile de trouver de bons plans de séparation entre une couche et l'autre; le plus souvent, quoique distinctes comme couleur, les couches s'engrènent fortement. Les marnes rouges et verdâtres sont traversées en tous sens par d'innombrables veinules de calcite blanche qui jonchent les pentes soumises à un intense ruissellement.

Tout comme les marnes et les grès aptiens, les marnes sénoniennes renferment de jolis cristaux cubiques de pyrite parsemés dans la roche, ou bien des concrétions pyriteuses, souvent abondantes; on observe également des croûtes manganésifères et divers blocs ou cailloux, à arêtes tranchantes, de roches éruptives acides, enclavés çà et là dans la masse des marnes (Breaza, Fieni, Cucuteni).

[1]) Le grès arcosien à débris d'*Inocérames* et *Bélemnites* (Collection de l'Institut géologique) que nous avons trouvé à Breaza («La Sunătoare») a été recueilli en pleine zone sénonienne mais non pas en place.

C'est à M. V. POPOVICI-HATZEG[1]) qu'on doit l'attribution de ces couches au Sénonien. En effet, il découvrit à Comarnic la première *Belemnitella Hoeferi* SCHLB., caractéristique pour le Sénonien de Grünbach (Wiener Neustadt). Depuis, on a retrouvé cette forme en maints endroits associée à des débris d'*Inocérames*. Il faut ajouter à cela les suivantes formes découvertes par GR. ŞTEFANESCU et recueillies ensuite par M. I. POPESCU-VOITEŞTI à Coteneşti: *Echinoconus conicus* BREYN., *Echinoconus vulgaris* BREYN. et *Micraster coranguinum* AG. C'est là une faune sénonienne des mieux caractérisées.

Dans la carrière de Gura Beliei M. le Prof. SAVA ATANASIU recueille une grande forme indéterminable de *Pachydiscus* et PROTESCU quelques vertèbres de *Reptiles*; JEKELIUS signale une *Pycnodonta vesicularis* d'ORB. sp. de Brebu.

Les marnes rouges sont toujours riches en *Foraminifères*.

Des formes que nous venons de mentionner il résulte que l'âge des marnes rouges est bien déterminé.

Nous avons affirmé, au début de ce chapitre, que la réouverture du géosynclinal s'effectue, sur une zone située à l'extérieur de celle occupée précédemment par le géosynclinal du Flysch crétacé inférieur; que ce fait est mis en évidence par la présence de la série complète des dépôts sénoniens (horizon gréso-conglomératique + horizon des marnes rouges) à l'extérieur (Zone marginale) de la Zone interne.

Toutefois les rapports entre la mer et la terre ferme changent à partir du début de sédimentation

---

[1]) V. POPOVICI-HATZEG, Op. cit., pag. 122.

des marnes rouges. La zone infra-crétacée redescend sous le niveau marin et la mer sénonienne transgresse sur son relief. Cependant la nouvelle phase de lithogenèse, qui empiète sur la zone infra-crétacée, est incomplète, l'horizon gréso-conglomératique fait défaut et les marnes rouges se déposent sur les divers termes du Crétacé inférieur, mis à jour durant la période continentale correspondant au Crétacé moyen.

Répartition des dépôts crétacés. On connaît déjà la face des régions sud-carpatiques lorsque la mer du Flysch fait son apparition. À la suite d'un déplacement d'axe, survenu à la fin du Jurassique, la mer du Flysch s'installe à l'extérieur de la zone Cristalline et sédimente ses dépôts. Avec la fin du Crétacé inférieur on assiste à l'individualisation de la Zone interne, qui est suivie d'une phase continentale.

Un nouveau déplacement d'axe précède la phase de lithogenèse sénonienne-nummulitique.

À la lumière de ces faits il nous reste à jeter un coup d'oeil sur la répartition des dépôts crétacés dans le cadre qui nous a été fixé.

Les Couches de Sinaïa apparaissent en zone le long d'une ligne dirigée ENE-OSO. Elles atteignent la Prahova à l'embouchure de la Valea Moldovencei et passent sur la rive gauche aux abords des lacets que fait la route nationale à Posada. Leur limite méridionale coupe vers l'Est la Valea Cernica, tandis qu'à l'Ouest on peut la suivre sur la Valea Beliei et Valea Talea.

On connait, en outre quelques affleureuments de Couches de Sinaïa, perçant les anticlinaux secondaires,

sur le cours supérieur de la Valea Pătrâioarei et de la Valea Sarului.

Le long de la marge méridionale de la Zone interne, l'anticlinal bordier laisse pointer les Couches de Sinaïa dans le cours supérieur de la Valea Ocinei tandis que vers l'Est, à la suite d'un fléchissement d'axe, les Couches de Comarnic sont seules à affleurer, enveloppant, l'extrémité orientale de l'anticlinal (Valea Prahovei, Nord du pont de Gura Beliei).

Les couches de Comarnic flanquent vers le Sud la zone des couches de Sinaïa. Elles forment une zone étroite qui plonge, à l'Ouest, sous les dépôts sénoniens du synclinal Talea-Ghioșești tandis qu'à l'Est eles supportent, sur les hauts sommets, des lambeaux de grès aptiens. La valea Prahovei est taillée dans les couches de Comarnic à partir de Podu Neagului jusqu'à Valea lui Păișu (fabrique de ciment). Elles enveloppent également les anticlinaux secondaires de Couches de Sinaïa de V. Pătrâioarei et V. Sarului.

Le long de l'anticlinal bordier de la zone interne elles apparaissent en s'amincissant progressivement vers l'Est de sorte qu'au confluent de la Valea Beliei et Valea Prahovei d'une part et de la valea Prahovei et V. Sarului de l'autre c'est à peine si leurs pointements sont perceptibles sous le couverture de marnes rouges sénoniennes.

Les Couches de Sinaïa et les Couches de Comarnic apparaissent pour la dernière fois le long de l'anticlinal bordier. Au delà elles sont effondrées sous les dépôts sénoniens-nummulitiques de la Zone marginale.

Grès aptiens. L'horizon moyen de l'Aptien, fortement entamé lors de l'érosion antésénonienne, apparaît en lambeaux isolés couronnant les hautes

cimes. Il constitue à l'Ouest le sinclinal de Gurguiatu (1348 m.) situé sur l'emplacement de la zone des Couches de Sinaïa. Les sommets de Rădăcina (910 m.), Plaiul Căşăriei (960 m.), Muchea Bunghezu et Dealul Lânei (1025), Colţul Petricelei (859), dans les environs de Comarnic, sont egalement constitués de grès associés, par endroits avec des conglomérats.

Le synclinal sénonien de Talea-Ghioşeşti repose soit sur les couches de Comarnic, soit sur les grès aptiens qui apparaissent en chapelet sur son pourtour. Un petit îlot de grès émerge de la masse sénonienne dans la Valee Sarului. Au sommet de Stâlpu (Valea Ocinei), les grès aptiens quoiqu' isolés, déterminent une avancée de la ligne de dislocation qui sépare la Zone interne de la Zone marginale.

Le Sénonien prend part à la constitution de deux unités tectoniques distinctes: la Zone interne et la Zone marginale.

a) Dans la Zone interne le Sénonien forme des synclinaux isolés reposant soit sur les Couches de Comarnic, soit sur les grès aptiens.

Un grand synclinal, celui de Talea-Ghioşeşti, occupe la portion Nord-Ouest de la région étudiée.

Immédiatement au Sud-Est se trouve le synclinal de Podul Corbului qui cache et noie sous son flanc méridional les apparitions marginales-extrêmes des Couches de Comarnic. A vrai dire ces deux synclinaux forment une grande masse sénonienne déchirée par la dislocation locale de Vf. Turdei-Valea Cânti-Poiana.

Un autre petit synclinal occupe l'emplacement actuel de la Valea Râpile—Valea Pobirca (affluents de droite de la Prahova).

Il faut mentionner encore les deux petits lambeaux suspendus sur la crête séparant Valea Pătrâioarei de Valea Cernica; l'un, sur les grès aptiens à une altitude supérieure, l'autre au flanc méridional de la Valea Pătrâioarei, sur les Couches de Comarnic, à une altitude inférieure. C'est là, en petit, un bel exemple de transgressivité du Sénonien sur divers termes du Crétacé inférieur.

A vârful Stâlpu, sur le marge méridionale de la Zone interne les marnes sénoniennes apparaissent à deux reprises, à altitudes différentes, coincées cette fois-ci, dans les plis secondaires de l'anticlinal bordier, déversé sur la Zone marginale.

b) Sénonien de la Zone marginale (Cuvette de Slănic). Les faits précédemment exposés suffisent peut-être à caractériser les formations constitutives de la Zone interne et à rendu compte de l'individualité stratigraphique de cette zone.

Si l'on aborde le gradin immédiatement inférieur connu en littérature sous le nom de «cuvette de Slănic» on est du coup frappé par le fait que les dépôts sénoniens représentent, ici la formation de soubassement tandis que le Paléogène et le Miocène forment la couverture récente.

C'est, précisément l'inverse de ce qui a lieu dans la Zone interne où les dépôts sénoniens, à peu de chose près, représentent la formation de remplissage des synclinaux.

En outre, comme nous l'avons vu, la série sénonienne n'est complète que dans la Zone marginale (horizon gréso-conglomératique + horizon des marnes rouges) qui représente, à ce point de vue, l'emplacement initial d'invasion de la mer sénonienne.

L'horizon gréso-conglomératique n'apparaît pas sur le flanc Nord de la cuvette, il est complètement caché sous les marnes rouges qui forment zone d'un bout à l'autre de la région, le long de la dislocation marginale de la Zone interne. Cependant à Breaza (Valea Sunătoarea) et à Cornu (Valea Sărăcilă jusqu'à la Valea Câmpiniței) l'horizon des marnes rouges laisse pointer les assises inférieures gréso-conglomératiques, telles qu'on les a décrites précédemment. Ces dernières apparitions représentent l'échelon méridional le plus avancé des dépôts crétacés.

Paléogène

La phase de lithogenèse poursuit son cours dans le géosynclinal carpatique lorsque l'irruption d'une vie nouvelle marque le début de l'ère Cénozoïque.

Si le problème pratique de séparation des complexes pétrographiques sénoniens et paléogènes n'est pas difficile, il en est tout autrement du problème scientifique. En effet, quelques bonnes coupes [1]) indiquent une transition graduelle du Sénonien au Nummulitique. Cette zone de passage doit comprendre donc le Paléocène. Cependant nous ne possédons nulle preuve paléontologique en ce sens.

Eocène. Le faciès pétrographique de l'Eocène est représenté par une alternance répétée de marnes grises-verdâtre, souvent feuilletées, à Fucoïdes et de grès durs quartztiques, micacés, souvent des grès calcaires, qui se délitent en plaquettes à surfaces planes ou ondulées. Ces intercalations gréseuses ont une épaisseur moyenne de 10 à 20 cm. Quant aux

[1]) Vallée de la Ialomicioara.

surfaces des bancs gréseux on y observe fréquemment des pistes de Vers, des hiéroglyphes grossiers et autres empreintes mécaniques.

Les marnes grises sont parfois remplacées par des marnes vivement colorées en rouge, feuilletées, qui présentent certaines affinités avec les marnes sénoniennes. On observe également des couches de marnes blanches, dures, ordinairement à la partie supérieure du complexe.

D'abondantes listes de fossiles concernant ces dépôts ont été publiées par M. M. le Prof. MRAZEC[1]), G. BOTEZ [2]), O. PROTESCU [3]). Ces auteurs sont unanimes à reconnaître la présence de l'Eocène supérieur dans ces couches (Bartonien d'après M. MRAZEC, Priabonien d'après BOTEZ). Selon PROTESCU elles comprennent aussi, à leur partie supérieure, le Lattorfien. Malheureusement les materiaux paléontologiques mis à notre disposition: *Foraminifères (Orbitoïdes, Nummulites)*, *Bryozoaires*, *Brachiopodes*, *Ostracodes* ne sont pas des plus caractéristiques. Les *Nummulites*, abondamment représentées, appartiennent aux formes mégasphériques qu'on ne peut déterminer avec précision si la seconde forme du couple fait défaut. Or, on ne connaît pas cette seconde forme[4]).

[1]) L. MRAZEC, Despre prezenţa Bartonianului în jud. Prahova. An. Acad. Rom. seria II, Tom. XXVIII, 1906, pag. 385.

[2]) G. BOTEZ, Comunicare preliminară asupra Bartonianului din jud. Prahova. Anuar. Inst. Geol. al. Rom., Vol. II, 1909, pag. 195.

[3]) O. PROTESCU, Câteva date relative la vârsta unor unităţi stratigrafice din reg. Şotrile-Brebu-Breaza. D. d. s. a şed., Vol. VI, 1914—1915, pag. 171.

[4]) En vérité, les formes qu'on cite: *Nummulites Tchihatcheffi* d'ARCH., *N. variolarius* SOW., *N. striatus* d'ORB., *N. Fichteli* MICH., *N. Boucheri* DE LA HARPE sont toutes mégasphériques. Il ne reste comme déterminations certaines que *N. complanatus* LAM. et *N. Bouillei* DE LA HARPE, formes microsphériques.

L'éocène moyen et l'Éocène inférieur, sur lesquels on ne possède nulle indication doivent cependant prendre part à la constitution du complexe (gros de 400 à 500 m), vu le passage insensible que présentent les couches de base vers le Sénonien.

La localité de Șotrile, sur la Doftana, a été prise comme point typique du développement de l'Éocène; c'est, par là, qu'on connaît les dépôts éocènes sous la dénomination d'Éocène type Șotrile.

À partir d'une ligne qui joint Breaza, par Urseiu à Fieni, vers le Sud, l'Éocène est développé sous un faciès différent. C'est le faciès du grès de Fusaru. (I. P. VOITEȘTI). Ce faciès n'intervient pas dans la constitution de notre zone telle qu'elle est délimitée; nous ne nous en occuperons donc pas.

Oligocène. Nous avons mentionné plus haut qu'il est probable que l'Oligocène inférieur soit compris dans la partie supérieure du complexe de Șotrile. Les formes agglutinantes de Foraminifères constituent un bon repère en ce sens (O. PROTESCU).

En tant que paquet pétrographique séparable on se borne à attribuer à l'Oligocène, les schistes disodyliques. Ce sont des argiles noires bitumineuses feuilletées, dont les surfaces portent de nombreuses rosettes de gypse, sulfate de Fer, souvent même du soufre, qui donnent un aspect jaune-rougeâtre aux affleurements. Sur le fond de ces schistes il n'est pas rare de voir se détacher d'abondants débris de *Poissons*: squelettes, arêtes ou écailles. Les écailles de *Meletta crenata* HAECK. sont les plus fréquentes.

Les schistes disodyliques sont associés avec des marnes siliceuses blanchâtres qui passent à de vraies ménilites, noires ou rougeâtres. Ordinairement

les ménilites forment un horizon à la base de la série disodylique.

L'horizon supérieur de l'Oligocène: l'horizon du grès de Kliwa n'est pas représenté dans la zone interne; dans la Zone marginale il n'apparaît qu'en ilôts sur une ligne méridionale qui prolonge l'éperon de Văleni.

Au Sud de la ligne Cornu — Breaza — Urseiu l'Oligocène est représenté par une série d'argiles gris-noirâtre micacées, feuilletées, à minces intercalations de grès micacés, à structure curbicorticale et de marnes dures, gris-foncé, rougeâtres par altération. Lorsque les argiles sont fort sablonneuses on observe de véritables bandes, jusqu'à 1 m d'épaisseur, qui tranchent sur le fond uniformément coloré des affleurements. Ces couches, communément connues sous le nom de Couches de Pucioasa, sont fort riches en restes de Poissons. Les écailles de *Meletta crenata* HAECK. si caractéristiques pour l'Oligocène sont également présentes. En outre elles possèdent à différents niveaux des disodyles et ménilites typiques; un tel horizon se révèle presque toujours à la partie supérieure de la série.

À juste raison on range ces couches dans l'Oligocène. Elles sont synchrones aux schistes disodyliques de la cuvette de Slănic et peut-être aussi, vu leur forte épaisseur, aux couches supérieures du complexe de Şotrile. D'ailleurs, comme position stratigraphique, elles reposent sur le grès de Fusaru et supportent le Miocène.

Répartition des dépôts paléogènes. La mer qui déposait les sédiments, paléogènes avait, en général, la même configuration que la mer sénonienne. Nous voulons dire que vers le Nord

elle noyait en partie la Zone interne (nous ne connaissons pas son extension méridionale, cachée sous les gradins affaissés de l'amphithéâtre carpatique).

Envisagés au point de vue de leur répartition sur les unités tectoniques, les dépôts paléogènes prennent part à la constitution:

a) de la Zone interne;

b) de la Zone marginale (cuvette de Slănic, Souszone miocène).

a) **Paléogène de la Zone interne.** Il est fort peu représenté. On connaît deux îlots — deux témoins — dans le synclinal sénonien de Talea-Ghioșești. L'un, celui du village même de Talea, n'est formé que d'Éocène. L'îlot de Valea Ținței est constitué d'Éocène et d'Oligocène, représentés tous deux sous le faciès typique de ces formations.

À Comarnic, sur le cours de la Prahova, un petit synclinal d'Éocène (Valea lui Păișu — Valea Cânti) se trouve ménagé par l'érosion à la suite d'un affaissement local.

b) **Paléogène de la Zone marginale.** 1. Cuvette de Slănic.

C'est dans cette zone que le Paléogène est le mieux représenté. L'Éocène, sur le flanc Nord, forme une bande continue dirigée ENE-OSO. Cette zone atteint la Prahova en aval du confluent de la Valea Beliei et se développe, vers l'Ouest sur le cours de la Valea Târsei et de la Valea Ocinei. À l'Est, sur la Valea Câmpiniței, à la suite d'un décrochement de la marge méridionale de la zone interne, l'Éocène apparait deux fois.

Sur le flanc Sud de la Cuvette de Slănic on ne connaît pas d'apparitions éocènes, du moins entre Valea Câmpiniței et Valea Ocinei. L'emplacement actuel

de l'anticlinal Cornu-Breaza était en voie d'émersion dès la fin du Sénonien, de sorte que de part et d'autre les dépôts éocènes, ont une limite d'extension qui n'est pas encore entamée par l'érosion. C'est dire qu'il existait un manque initial de sédiments éocènes sur la voûte anticlinale.

Le soulèvement mentionné détermine également une différenciation des faciès de l'Éocène: faciès marno-gréseux au Nord (faciès de Şotrile), faciès gréseux (grès de Fusaru) au Sud.

L'Oligocène du flanc Nord apparaît en zone interrompue. À partir de Şotrile vers l'Ouest on le connaît jusqu'à la ligne de faîte entre la Prahova et la Câmpiniţa. Il est érodé entre ce dernier point et Valea Ocinei, à part un petit témoin dans la Valea Târsei, de sorte qu'on ne le voit pas dans la Valea Prahovei. Sur le flanc sud on le rencontre en petits lambeaux d'étirement sous les gypses inférieurs de Valea lui Sărăcilă et d'ici, vers l'Ouest, toujours en chapelet, jusqu'aux confins occidentaux de notre zone. La zone d'élévation Cornu-Breaza, entre les sommets de Gurga et Vf. Ducului, comprend des lambeaux d'Oligocène coincés dans les marnes sénoniennes ce qui dénote qu'un envahissement avait eu lieu du temps de l'Oligocène.

2. Paléogène de la Sous-zone miocène. À partir de la ligne de dislocation qui sépare la Cuvette de Slănic de la Sous-zone miocène, vers le Sud, Oligocène développé sous le faciès des Couches de Pucioasa apparaît en bande ininterrompue d'un bout à l'autre de notre région. Cette bande, étroite dans Valea Câmpiniţei, s'élargit successivement sous la terrasse de Cornu et apparaît bien développée sur le cours de la Prahova entre Breaza de jos et

Podul Vadului pour s'élargir davantage dans Valea Proviței entre Fricoasa et Provița de jos.

L'Éocène a définitivement disparu sous la couverture oligocène. On le connaît cependant à l'Ouest perçant ,le long d'une aire de surélévation, les assises oligocènes (Sultanul-Fusaru-Moțăeni).

Les dernières apparitions d'Oligocène surgissent à Fața Cireșului, (entre la Doftana et la Telega) et dans la Valea Lacului, le long d'une ligne représentant le prolongement de l'Éperon de Văleni. Elles sont noyées de toutes parts par les dépôts miocènes et pliocènes.

Miocène

Les deux grands éperons qui se détachent de la Zone marginale à l'Est du Teleajen (éperon de Homorâciu et éperon de Văleni) sont en plein fléchissement vers l'Ouest au début du Miocène. C'est à partir de cette époque que la Zone marginale des Carpates Orientales terminales perd son individualité stratigraphique. En effet, la mer miocène ennoie complètement ses extrémités «mourantes».

Le caractère lagunaire des dépôts oligocènes (schistes bitumineux à Poissons) persiste au début du Miocène et donne naissance à d'importants dépôts de gypse et sel.

Selon toutes apparences, donc, le début du Miocène marque une régression accentuée de la Mésogée qui n'est qu'un terme final de la régression Oligocène.

Aquitanien (Couches de Cornu). C'est à l'Aquitanien qu'on attribue généralement le paquet d'argiles et de marnes argileuses feuilletées qui se trouve

sous les puissants conglomérats à *Pectinidés* et que supportent les disodyles oligocènes. Si l'on examine avec attention la série complète des couches on constate les faits suivants:

Les disodyles oligocènes sont surmontés de grès grisâtres gypsifères, en dalles. Lorsque l'élément psammitique est moindre ou disparaît complètement on est en présence de veritables bancs de gypses fort bien stratifiés. Les surfaces de ces bancs exposées au ruissellement présentent, les formes de dissolution caractéristiques («Karren»). L'épaisseur du paquet de gypses est difficile à préciser à cause du plissement intense auquel ont été soumises ces couches. On désigne d'habitude ces gypses sous le nom de «gypses inférieurs».

En série normale, les gypses inférieurs supportent un horizon d'argiles noires à intercalations de grès gris-noirâtres à *Operculines* et autres *Foraminifères* [1]) Ces argiles noires font souvent place à de véritables disodyles à rosettes de gypse, sulfates de Fer et soufre. Elles comprennent, à la partie supérieure, des intercalations de gypse épaisses d'un à deux mètres. Ces intercalations sont le plus souvent lentilisées par étirement. On doit encore mentionner, comme très caractéristique, la présence de deux intercalations de grès gris-foncé, dure, blanc ou jaunâtre lorsqu'il est altéré.

La série que nous venons de décrire est très riche en efflorescences de Chlorure de sodium, ce qui prouve qu'elle est en rapports génétiques avec les massifs de sel. Elle présente également de fortes

---

[1]) Voir: O. PROTESCU, Contribution à l'étude de la faune de Foraminifères tertiaires de Roumanie. An. Inst. Géol. Roum. Vol. IX (1915—1920). Bucarest 1922.

manifestations bitumineuses. Certaines marnes de la série de Cornu, frappées au marteau, laissent s'échapper l'odeur caractéristique des substances bitumineuses.

La présence des gypses explique les sources sulfureuses qui s'alignent le long des zones d'émergence de ces couches.

Une bonne part des géologues roumains admettent que ces couches enclavent, en gisement primaire, les massifs de sel de Roumanie. En tant que formation lagunaire couronnant la série également lagunaire de l'Oligocène, les Couches de Cornu, représenteraient, pour part, la roche mère du pétrole des Précarpates.

Le régime lagunaire sous lequel se sont déposées ces couches n'avait plus le caractère de continuité qu'on connaît aux dépôts oligocènes. Par endroits les lagunes avaient complètement séché et une phase continentale s'installait. L'érosion entamait les côtes nouvellement soudées et découvrait leur soubassement.

Tout cela était activé par la phase d'orogenèse qui durant l'Aquitanien s'est fait fortement sentir le long des Carpates.

Burdigalien. (Conglomérats de Brebu). C'est avec le Burdigalien qu'une première phase de transgression de la Méditerranée (SUESS) se fait sentir dans les Carpates. Les dépôts qui correspondent à cette transgression consistent en conglomérats et grès souvent fort développés (200 mètres d'épaisseur). Quand on les examine de près on constate qu'ils comprennent, à titre d'éléments, toutes les roches des complexes mentionnés jusqu'à présent. Les ménilites oligocènes qu'on croyait absentes, y sont toutefois représentées (V a l e a T â r s e i — ligne de faîte entre la P r a h o va et la V a l e a T â r s e i). Quant à la nature pétrographique de ces conglomérats

on constate toutes les variétés, à partir des gros conglomérats à éléments dépassant la grosseur d'une tête jusqu'aux conglomérats menus et aux grès. Les conglomérats, souvent fortement cimentés ont une coloration générale grise ou rouge; leur trajet est jalonné par des culminations appréciables. En direction, ils subissent les mêmes variations qu'on a mentionnées pour les passages latéraux.

Il y a peu de temps encore, les seules indications paléontologiques sur ces couches résidaient en la présence des *Nummulites* remaniées. C'était là un caractère négatif. Grâce aux travaux communs de M. D. PREDA, I. POPESCU-VOITEȘTI et H. GROZESCU [1]) nous connaissons aujourd'hui, de Schiulești (sur la Vallée de la Crasna, district de Prahova) les formes suivantes de Pectinidés:

Pecten Hörnensis DÉP. et ROM.
Pecten Beudanti BAST.
Pecten Pseudo-Beudanti DÉP. et ROM.

considérées, dans le Bassin d'Eggenburg, comme caractéristiques du Burdigalien.

Cette faunule incite les auteurs à généraliser l'âge de ces couches pour tout le reste des Carpates.

Les conglomérats burdigaliens, gisent en discordance tant sur l'Oligocène que sur l'Éocène. Lorsque leur dépôt succède à celui des Couches de Cornu ces dernières, fortement plissées, supportent en dysharmonie les conglomérats. (Fig. 4) Cette dysharmonie est due, pour une part, aux plissements qui s'esquissaient du temps même de la sédimentation des couches de Cornu et pour une autre part, à la nature

[1]) D. M. PREDA, I. POPESCU-VOITEŞTI şi H. GROZESCU, Clasificarea Mediteranului în România. Consideraţiuni generale asupra vârstei Formaţiunei salifere în România. D. d. s. ale şed. I. Geol. al României, Vol. VII (1915—1916), pag. 76.

pétrographique différente des roches qui ont subi un plissement ultérieur commun.

Helvétien. Le complexe des conglomérats passe insensiblement, par ses grès friables à des marnes sablonneuses grises ou rouges en alternance avec des sables ou grès friables et des marnes blanches, à *Globigérines*. Ce qui caractérise le complexe, c'est la récurrence des gypses qui ont un développement longitudinal appréciable. Ils sont disposés en gros bancs et sont grenus ou amorphes; leurs diaclases sont comblées de gypse blanc fibreux, secondaire.

Cependant, une roche dont nulle recherche n'a indiqué jusqu'ici la présence antérieure et qui se trouve assez fréquemment dans le complexe dont il s'agit est le tuf dacitique (palla). Il est généralement de couleur verte ou blanc-jaunâtre; sa constitution intime, que révèle le microscope, montre une masse grenue fondamentale, vitreuse, des paillettes de séricite, grains de sanidine, pyroxène magnétite etc. [1]). Parmi les restes organiques M. ŞT. CANTUNIARI cite des débris de *Foraminifères*, *Diatomées* et *Radiolaires*. Les tufs dacitiques sont intercalés en couches généralement minces, cependant ils atteignent par places des proportions considérables. Quant à l'emplacement des culots éruptifs dont proviennent les matériaux déposés dans la mer miocène nous ne savons rien de certain.

Les affleurements helvétiens présentent souvent des efflorencesces salines qui sont la conséquence des massifs de sel perçant diapir, en profondeur, leur couverture.

---

[1]) ŞT. CANTUNIARI, Cercetări petrografice şi technologice asupra unor probe de tuf dacitic dela Govora şi Ocniţa (Jud. Vâlcea) D. d. s. ale şed. I. Geol. al României, Vol. VII, (1915—1916), pag. 154.

Il résulte des faits relatés ci-dessus qu'une seconde régression marine, après la transgression burdigalienne, clôt une oscillation de la Méditerranée (I-er étage de SUESS) .

Tortonien. À la suite de la régression helvétienne la mer reprend le dessus et dépose à nouveau des sédiments franchement marins. Ces dépôts, nettement transgressifs sont inconnus à notre région. Il en est de même des dépôts bugloviens qui, par ailleurs, paraissent clore une seconde oscillation de la mer (II-ème étage méditerranéen).

Sarmatien. Les dépôts qui correspondent à la mer sarmatienne, dont on connaît le caractère édulcoré, saumâtre, sont peu répandus dans notre zone marginale. Ils sont constitués par des marnes argileuses, sables et grès à *Ervilia podolica* EICHW. et calcaires oolithiques à *Cardium obsoletum* EICHW. et *Mactra podolica* EICHW. En certains endroits les sables sarmatiens à *Cérithes* présentent de fortes concrétions à contours extrêmement variés et curieux.

Pliocène

À part deux lambeaux transgressifs sur la Zone marginale, le Pliocène n'est représenté que dans la Zone à plis diapirs. Tel que l'a démontré M. le Prof. MRAZEC, au début du Pliocène le prolongement de l'éperon de Văleni était presque complètement érodé ou noyé.

Un grand lac d'eau saumâtre couvrait la zone actuelle des Précarpates et s'étendait au delà vers les régions pontiques et caspiennes.

Méotien. Les couches méotiennes sont représentées par des sables, grès friables et des marnes gris-foncé. Ces roches comprennent une faune très

caractéristique de Mollusques parmi lesquels les plus communs sont: *Unio subatavus* TEISS.; *Dosinia exoleta* LIN.; *Hydrobia vitrella* BRUS., *Cerithium Istritzense* TEISS. On cite comme très caractéristique, à la partie supérieure, un banc de calcaire à *Congeria novorossica* SINZ.

Les sables et les grès méotiens ont emmagasiné de riches gisements de pétrole, exploités à Câmpina.

Pontien. Une série de marnes grises, plastiques, fait suite aux dépôts sablonneux du Méotien. Ces marnes très caractéristiques tout le long des Précarpates, contiennent d'abondants *Cardiacés* à coquille mince, parmi lesquels on reconnaît facilement *Cardium Abichi* R. HOERN., *Cardium syrmiense* R. HOERN., *Cardium Lenzi* R. HOERN. À part ces formes la faune pontienne possède de nombreuses *Valenciennesia annulata* REUSS., *Congeria rhomboidea* M. HOERN., *C. rumana* SABBA, *Vivipara Neumayri* BRUS. Les marnes plastiques du Pontien forment une couverture protectrice aux gisements de pétrole du Méotien.

Dacien. Avec le début du Dacien le lac pliocène dépose de nouveau, en grande quantité, des sables. Parmi les Mollusques caractéristiques on a reconnu depuis longtemps des formes spéciales appartenant au genres *Prosodacna* et *Stylodacna* (*Prosodacna Haueri* COB. sp., *P. Euphrosinae* COB. sp., *Stylodacna Heberti* COB. sp.). Les *Vivipares* deviennent également beaucoup plus nombreuses (*Vivipara Dezmaniana* BRUS.).

D'abondants gisements pétrolifères se sont accumulés dans les couches daciennes; ces couches renferment aussi les importants gisements de lignites des Précarpates.

Levantin. Cette série se trouve au sommet des dépôts pliocènes. Elle débute par des marnes à *Helix*

surmontées par des sables et des graviers torrentiels (Graviers de Cândești). Les *Unionides* et *Vivipares* prennent un grand développement. Parmi les premières on trouve *Unio Saratae* TEISS., *U. Sturdzae* COB., *Unio transcapaticus* TEISS., les secondes sont représentées par *Vivipara bifarcinata* BIELZ, *V. contigua* SABBA., *V. transitoria* SABBA etc.

Répartition des dépôts néogènes. Les dépôts néogènes sont restreints à la Zone marginale et à la Zone à plis diapirs. L'échelon septentrional de la Zone marginale, la Cuvette de Slănic, ne comprend que des dépôts miocènes qui forment une large bande dirigée E-O.

La série débute par les Couches de Cornu, bien développées sur la rive gauche de la Prahova aux abords méridionaux du village de Cornu-de-Sus. (Fig. 4). Elles passent sur la rive droite et apparaissent dans le ravin de Cacova pour s'aligner en chapelet vers l'Ouest, écrasées sous le fort paquet de conglomérats. Sur le flanc Nord de la cuvette on connaît les affleusements de Valea Târsei et de Şotrile.

Il en est tout autre des conglomérats qui apparaissent bien développés sur les deux flancs et qu'on peut suivre de proche en proche. L'Helvétien forme le remplissage de la Cuvette.

À partir de cette dernière formation on ne connaît nul dépôts récents dans la Cuvette de Slănic.

La Sous-zone miocène comprend, à part les dépôts cités, quelques îlots de Sarmatien, Méotien et Pontien qui troublent par leur présence l'uniformité de la zone. Parmi ces lambeaux il faut remarquer: le synclinal sarmatien de Melicești dans la portion orientale de notre zone et le lambeau, également

sarmatien, de Piatra sur la rive gauche de la Provița.

Sur la ligne de faîte séparant la Prahova de la Provița l'érosion a ménagé le synclinal miocène de Provița de sus et à Provița de jos un synclinal de Méotien.

Un petit lambeau de Méotien et Pontien gît en transgression sur le Miocène de Culmea Paraschiva à l'Est de Câmpina.

Dans la zone à plis diapirs, seul le Pliocène vient a jour. Méotien, Pontien, Dacien et Levantin forment des zones qui, se suivent du Nord au Sud, enveloppent ensuite l'extrémité d'un dernier éperon miocène et se confondent avec les zones pliocènes de la Cuvette de Valea Lungă.

III. TECTONIQUE

Il est bien difficile, lorsqu'on ne jette qu'un coup d'oeil sur la carte de cette région, de se rendre compte des grandes unités qui y prennent part. Cela provient du fait que ces unités qui se dessinent si nettement dans le reste des Carpates Orientales disparaissent successivement vets le SO sous les dépôts mio-pliocènes.

On connaît déjà (excursion précédente) la Zone marginale du Flysch de la Vallée du Teleajen et les deux grands «éperons» qui s'en détachent (éperon de Homorâciu éperon de Văleni). Ce sont toujours ces éperons qui régissent la tectonique de la Vallée de la Prahova et qui permettent d'accorder cette zone d'ennoyage avec les connaissances acquises ailleurs.

À ce point de vue la région dont nous nous occupons peut être divisée en trois grandes zones : Zone interne, Zone marginale et Zone à plis diapirs.

A. Zone interne.

Cette zone est constituée, comme nous l'avons vu, par des dépôts appartenant au Crétacé inférieur et supérieur. L'Éocène et l'Oligocène sont très peu représentés.

Les traits caractéristiques de la tectonique de cette région résident dans une dysharmonie prononcée entre les Couches de Sinaïa et les Couches de Comarnic d'une part, et les grès et conglomérats aptiens d'autre part.

Il faut chercher les causes de cette dysharmonie dans les plissements infracrétacés qui s'esquissaient bien avant l'exondation complète de la série géosynclinale. Sans doute, la nature pétrographique des deux premiers complexes envisagée par rapport aux grès et conglomérats entre également pour quelque chose dans l'interprétation de la dysharmonie et ne doit pas être méconnue.

Une seconde image, propre à la Zone interne, réside dans les rapports entre les marnes sénoniennes et leur soubassement. C'est revenir ici à un problème de paléogéographie. Car nous avons mentionné une forte lacune stratigraphique correspondant au Crétacé moyen, lacune qui prend fin au temps du dépôt des marnes sénoniennes à la suite d'un affaissement de la Zone interne accompagné d'un retour des eaux sur l'emplacement initial du géosynclinal infracrétacé. Il est hors de doute qu'une discordance prononcée a dû se produire entre la surface érodée des dépôts infracrétacés et le Sénonien transgressif.

Si l'on ajoute à ces faits l'action des plissements tertiaires sur la Zone interne qui mène à une exagération des rapports stratigraphiques existants on arrive précisément aux rapports qui nous préoccupent.

En somme, la couverture sénonienne ménagée aux abords de la ligne de dislocation séparant la Zone interne de la Zone marginale est morcelée en deux grandes écailles. L'écaille septentrionale comprend le Sénonien du synclinal Talea-Ghioșești à l'Ouest tandis que à l'Est elle laisse apparaître les grès aptiens et les Couches de Comarnic. L'effondrement secondaire que subit l'axe du synclinal amène, sur le cours de la Prahova même, un petit lambeau de Sénonien qui est visible sur la rive droite en amont de la fabrique de ciment (Fig. 1).

La zone de grès aptiens et Couches de Comarnic le long de la dislocation

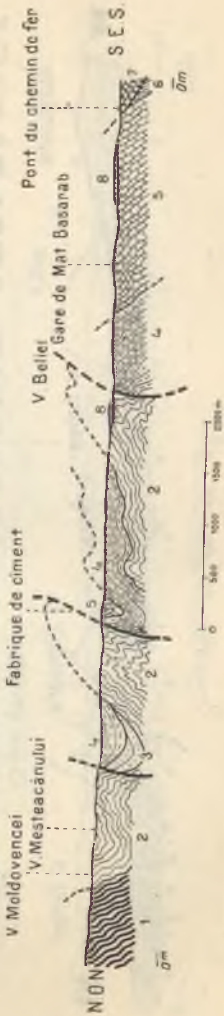


Fig. 1. — Coupe de la rive droite de la Prahova entre Podu Neagului et Breaza. 1. Couches de Sinaïa. — 2. Couches de Comarnic. — 3. Grès aptiens. — 4. Sénonien. — 5. Éocène. — 6. Oligocène. — 7. Burdigalien. — 8. Terrasse.

séparant les deux écailles (ligne T a l e a - V f . T u r d a - C o l ț u l P e t r i c e l e i) est réduite à peu de chose. C'est plutôt à un effondrement vertical de la deuxième écaille qu'on a à faire vue l'allure générale de la dislocation, peu ou pas chevauchante.

L'écaille méridionale comprend la synclinal sénonien de P o d u - C o r b u l u i. Son extrémité occidentale laisse poindre les Couches de Comarnic et ensuite les Couches de Sinaïa qui frangent également en zone ininterrompue le flanc méridional du synclinal et marquent, de la sorte, l'anticlinal bordier de la Zone interne.

C'est par le flanc Sud de cet anticlinal que la Zone interne prend contact avec la Zone marginale. Tel qu'on l'observe à G u r a B e l i e i, les rapports existant entre les couches de Comarnic de la Zone interne et le Sénonien de la Zone marginale se traduisent par une f a u s s e c o n c o r d a n c e.

En effet, quoique les mar-

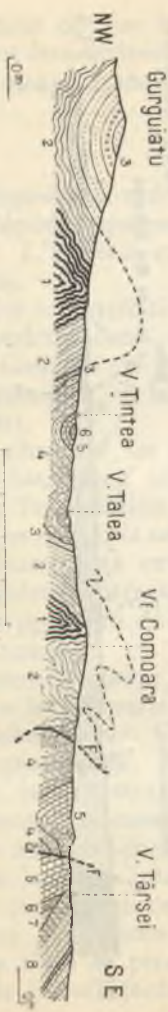


Fig. 2. — Coupe par la zone interne et la Cuvette de Slănic. 1. Couches de Sinaïa. — 2. Couches de Comarnic. — 3. Grès aptiens. — 4. Marnes sénoniennes. — 5. Éocène. — 6. Oligocène. — 7. Aquitanien. — 8. Conglomérats burdigaliens.

nes sénoniennes plongent au Sud, ellesprennent contact avec les Couches de Comarnic par l'intermédiaire d'une zone de brèche qu'on observe dans le cours inférieur de la Valea Belia. Ce fait a été constaté bien plus à l'Ouest d'une manière constante. (Fig. 2).

Néanmoins, si nous nous en tenons à l'influence que cette ligne a imprimée à la Zone marginale, on remarque une disposition normale du premier échelon de cette zone (Cuvette de Slănic). Par endroits, cependant, un certain chevauchement intéresse en partie ou complètement le flanc Nord de la Cuvette et renverse les termes qui le constituent (Valea Ocinei). Le déplacement horizontal constatable est en tout cas insignifiant.

La ligne de dislocation séparant la Zone

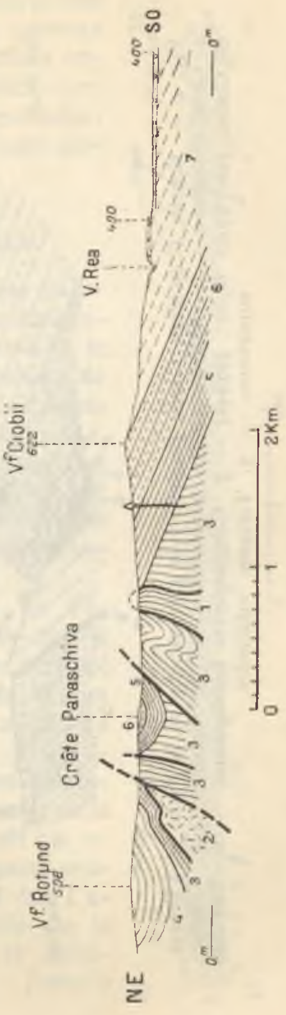


Fig. 3. — Coupe entre Vf. Rotund et Vf. Ciobii. (par O. Protescu) 1. Oligocène. — 2. Sel. — 3. Helvétien. — 4. Sarmatien. 5. Méotien. — 6. Pontien. — 7. Dacien.

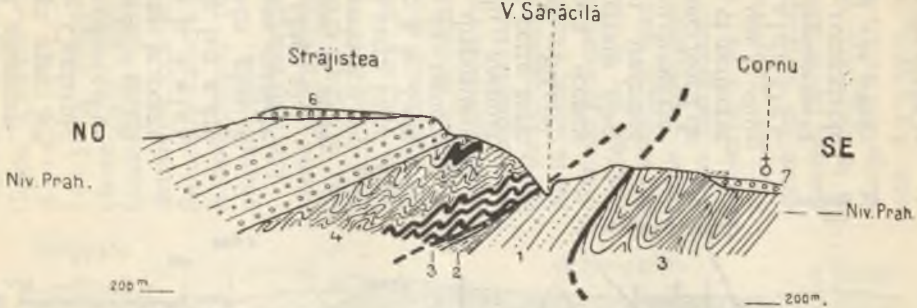


Fig. 4. — Échelle 1 : 20.000e. Coupe parallèle à la rive gauche de la Prahova, à Breaza. 1. Grès sénoniens. — 2. Marnes rouges sénoniennes. — 3. Oligocène. — 4. Couches de Cornu. (en traits noirs : gypses) — 5. Conglomérats burdigaliens. — 6. Terrasse supérieure. — 7. Terrasse inférieure.

interne de la Zone marginale doit être considérée comme l'intersection d'une surface ondulée dont les avancées correspondent aux chevauchement et les retraits aux dispositions normales.

B. Zone marginale

La zone marginale est comprise entre la ligne de dislocation mentinonée ci-dessus et le prolongement de l'éperon de Văleni, c'est-à-dire la ligne Buștenari-Câmpina. L'issue des dépôts paléogènes qui forment son soubassement est masquée par les dépôts miocènes qui ennoyent en grande partie cette zone.

Alors que l'éperon de Văleni disparaît au delà de la Provița après avoir marqué son trajet par une série d'îlots oligocènes (Buștenari, Fața Cireșului — V. Lacului) (Fig 3), l'éperon de Homorâciu réapparaît à partir de la Vallée de Câmpinița — après un plongement axial prononcé entre la Vallée du Teleajen et la Vallée de la Doftana — pour se développer vers l'Ouest jusqu'à

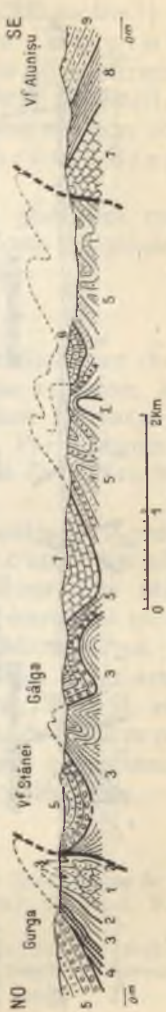


Fig. 5. — Rapports entre la Cuvette de Slănic, Sous-zone miocène et la Zone à plis diapirs. 1. Grès sénoniens. — 2. Marnes rouges sénoniennes. — 3. Oligocène. — 4. Aquitanien, 1er sel. — 5. Burdigalien. — 6. Sarmatien. — 7. Méotien. — 8. Pontien. — 9. Dacien.

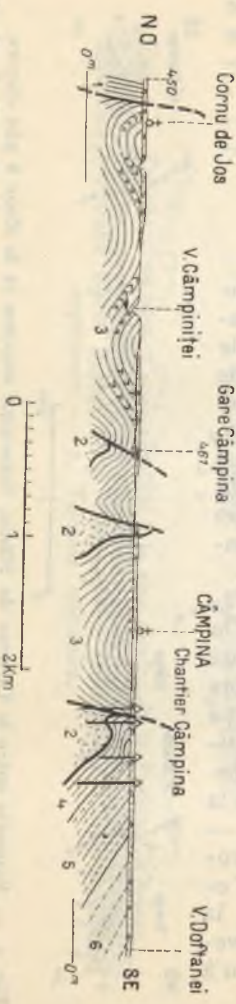


Fig. 6. — Coupe de la rive gauche de la Prahova entre Cornu et Câmpina (par O. Protescu)
1. Oligocène. — 2. Sel. — 3. Helvétien. — 4. Méotien. — 5. Pontien. — 6. Dacien.

P e t r a r i (Vallée du R â u l A l b).[3])

L'éperon de Homorâciu se manifeste dans le cadre de notre région sous forme d'une zone anticlinale, qui pointe entre la Vallée de C â m p i n i ț a et la Vallée de P r o v i ț a. Son passé géologique est déjà evident au temps de l'Éocène lorsqu'il se manifeste comme élévation interrompant les communications larges entre les zones qu'il séparait. On doit voir là peut-être une manifestation des plissements antélutétiens que M. le Prof. Macovei croit déceler dans le reste des Carpates Orientales.

En fait de données certaines on peut mentionner l e m a n q u e d e s é d i m e n t s é o c è n e s t o u t l e l o n g d e c e t t e z o n e a n t i c l i n a l e (H o m o r â c i u, B r e a z a). Il est également certain que les oscillations positives de cette zone d'élévation sub-

[1]) G. MURGEANU, Levés géologiques au nord de Pucioasa-Pietrari (distr. de Dâmbovița). C. R. d. S. I. G. de Roum 1927.

sistent par endroits du temps de l'Oligocène [1]) et par ailleurs jusqu'à l'Helvétien (Valea Câmpiniței). Il n'est donc pas impossible que la différenciation des faciès de l'Éocène (faciès de Șotrile au Nord, faciès de Fusaru au Sud) soit en certaine relation avec l'évolution de la zone d'élévation Cornu—Breaza—Fieni—Petrari.

Les plissements miocènes et pliocènes rompent l'homogénéité ultérieure de la Zone marginale et la fractionnent en deux sous-zones:

a) Cuvette de Slănic.

b) Sous-zone miocène.

Ce fractionnement est dû à l'affaissement du voussoir correspondent à la Sous-zone miocène, le long d'une ligne de dislocation bordant la marge méridionale de la Cuvette de Slănic. Par endroits, cette ligne prend le caractère d'une ligne de chevauchement (Cornu). (Fig. 4).

Quant aux rapports existant entre la Zone marginale et la Zone à plis diapirs c'est à un chevauchement de l'Helvétien de la Sous-zone miocène par-dessus le Pliocène des Précarpates qu'on a à faire, tel que l'ont prouvé M. M. les Prof. MRAZEC et TEISSEYRE [2]) il y a quelque vingt ans. Des faits que nous connaissons vers l'Est, il ressort, en toute évidence, que la ligne de Câmpina-Buștenari est seulement une répercussion de la cryptotectonique des dépôts paléogènes.

---

[1]) G. MURGEANU, Crétacé et Tertiaire des environs de Pietroșița et Bezdead (distr. de Dâmbovița) C. R. d. S. I. G. R., 1926.

[2]) L. MRAZEC et W. TEISSEYRE, Comunicare preliminară asupra structurei geologice a regiunii Câmpina-Buștenari, An. Acad. Rom., Ser. II, Tom. XXVIII, 1906.

C. Zone à plis diapirs

Nous ne parlerons que très brièvement de cette zone. Elle ne touche d'ailleurs qu'en partie notre cadre. En traits généraux elle représente le dernier gradin affaissé des Carpates. Les études de M. le Prof. MRAZEC ont montré que les voûtes anticlinales à noyau perçant, généralement à noyau de sel, forment le trait caractéristique de cette zone.

Ces voûtes séparent de larges synclinaux à remplissage pliocène dont le plongement, accentué le long des lignes d'émergence du sel, diminue sans cesse vers les axes. (Fig. 6).

Un pareil synclinal — synclinal de Măgureni — chevauché le long de son flanc Nord par la ligne de Câmpina-Buștenari laisse pointer sur son flanc Sud le massif de sel diapir de Băicoiu-Țintea.

* * *

Pour conclure, disons que, les Carpates entre Posada et Măgureni descendent en gradins vers le Plaine Roumaine. Une première marche, inférieure, correspond à la Zone à plis diapirs. La seconde, Zone marginale, est fractionnée le long d'une ligne laissant pointer à jour les derniers représentants du Crétacé supérieur. Une troisième, enfin, débute avec l'Infracrétacé qui s'épanouit jusqu'au delà des confins septentrionaux de notre région: c'est la Zone interne.

IV. INDICATIONS SPÉCIALES

Lorsqu'on franchit le cadre de notre région la chaussée se trouve sur la terrasse de Câmpina. À droite, très proche, le gradin d'un terrasse supérieure:

la terrasse de Băicoiu. Les rives de la Prahova laissent apparaître les sables et graviers levantins.

Au confluent de la Doftana avec la Prahova, sur le pont, on voit les marnes et les sables daciens à *Unionides* et *Prosodacna*. Le flanc méridional du sommet de C i o b i qui surplombe la rive gauche de la Doftana est formé egalement par le Dacien tandis que la ligne de faîte qui s'étend vers Telega taille successivement le Pontien et le Méotien.

À Câmpina, le chantier pétrolifère est situé toujours sur la terrasse que percent les sondes pour atteindre le Pontien et aboutir ensuite au Méotien pétrolifère. On observe à gauche, sur la rive droite de la Prahova, le chantier de Poiana sur le prolongement de la même zone pétrolifère.

L'alignement des dernières sondes marque la ligne de dislocation B u ș t e n a r i - C â m p i n a. Les formations qui ont formé le soubassement de la région traversée appartiennent au flanc Nord du s y n c l i n a l d e M ă g u r e n i.

Désormais on est en pleine zone de dépôts miocènes qui apparaissent sous la terrasse sans toutefois être visibles sur le trajet de la route nationale.

On franchit la ligne de percement du sel Telega-Doftana-Poiana au passage à niveau de la gare de Câmpinița. Une des culées du pont qui relie les deux rives de la Prahova pour livrer passage à la voie ferrée Câmpina-Doftana porte ses fondements dans les entrailles du massif.

Lorsqu'on jette un coup d'oeil à gauche, sur la ligne de faîte qui sépare la Prahova de la Provița, on observe l'extrémité orientale du lambeau sarmatien de Piatra qui se manifeste par un relief accentué.

La terrasse de Câmpina prend fin au confluent de la Vallée de Câmpinița. Les dépôts helvétiens

apparaissent à découvert sous la terrasse, en face de la gare de Câmpina. Ils forment ici une grande voûte anticlinale fracturée. On y observe des marnes grises gypsifères, des sables et des grès friables. Les marnes blanches sont fort riches en *Globigérines*; il y a également des tufs dacitiques.

L'anticlinal de la gare de Câmpina n'est qu'un représentant des plis de la Sous-zone miocène. Jusqu'au pont qui traverse la Prahova en aval de Podu Vadului les dépôts helvétiens se montrent encore ça et la.

Les hauteurs qui surplombent le cours de la Vallée et qu'on voit de face lorsqu'on traverse le pont sont constituées par les sables méotiens du synclinal de Provița-de-Sus.

On n'observe de rapports immédiats entre les dépôts miocènes et l'Oligocène ni sur une rive, ni sur l'autre. De bonnes coupes dans cette dernière formation n'apparaissent qu'un peu plus haut, sur la rive gauche; les argiles noires feuilletées ont une inclinaison constante vers le Nord.

Avant d'entrer dans le village de Breaza de Jos les hauteurs de gauche présentent de jolies surfaces structurales dues au synclinal méditerranéen de Valea Lungă qui surmonte les dépôts oligocènes.

L'anticlinal de Breaza-Cornu laisse voir son Sénonien à partir du coude que fait la Vallée de Sunătoarea. On peut apercevoir les marnes rouges au fond de la Vallée sur la ligne de faîte, entre les sommets de Gurga et Ducul.

Vallée de Sărăcilă. Pour se faire une idée des formations méditerranéennes il faut quitter la route nationale et descendre à la gare de Breaza. Les parois rocheuses qu'on observe sont formées de conglomérats burdigaliens qui plongent de 25^0 au Nord. Ils sont supportés par les Couches de Cornu

fortement plissées. Le contact immédiat est représenté par un horizon supérieur à marnes noires feuilletées et grès en couches minces, à *Operculines*, qui enclavent des lentilles de gypse. L'horizon inférieur apparaît, un peu plus au Sud et se développe jusqu'à l'embouchure du ravin; il est formé de grès gypsifères en dalles et de gypses blancs. Les parois du ravin taillent cet horizon en direction et montrent le soubassement oligocène — sénonien ainsi que l'horizon gréso-conglomératique inférieur du Sénonien.

On traverse ensuite la Cuvette de Slănic. Les dépôts méditerranéens prennent fin aux lacets de la chaussée. Ils reposent sur l'Éocène qui apparaît en plusieurs endroits sur la gauche.

Gare de Mateiu-Basarab. Excellente coupe sous la fabrique de ciment. Les couches éocènes ont une inclinaison de 25° au Sud. Les parois montrent une alternance de marnes grises et de grès micacés à *Nummulites*, *Orbitoïdes* etc. On observe également quelques bancs de marnes blanches, très caractéristiques de cette formation.

Le Sénonien du flanc Nord de la Cuvette se révèle quelques centaines de mètres en amont.

Carrière de Gura Beliei. Les marnes rouges et verdâtres sénonnienes sont bréchifiées et présentent de nombreux miroirs de friction. Elles comprennent des débris d'*Inocérames* et *Belemnitella Hoeferi* Schlb.

Les marnes sénoniennes apparaissent également aux extrémités du pont sur la Vallée de la Belia. On les observe encore au confluent de cette dernière Vallée avec la Prahova où elles prennent contact avec les couches de Comarnic.

Quant à ces dernières couches elles n'apparaissent que très restreintes et fortement bréchifiées. On est

sur la ligne de dislocation qui sépare la Zone interne de la Zone marginale.

Nous passons désormais en pleine Zone interne. Les couches de Comarnic sont couvertes par le Sénonien du synclinal de Podul Corbului qui apparaît çà et là sur les deux rives jusqu'aux abords de la fabrique de ciment où il reçoit un synclinal d'Éocène.

Les marnes vert-grisâtre et les grès éocènes apparaissent à découvert au pont de derrière la fabrique de ciment. Elles prennent contact par dislocation avec les Couches de Comarnic.

C'est à partir de ce dernier point qu'on entre en pleine zone des Couches de Comarnic, qui tiendra jusqu'à Podul Neagului. L'uniformité de cette zone n'est troublée que par le synclinal sénonien effondré de Valea Râpile (gauche). La Valea Adâncă, sur la droite, offre une bonne coupe des Couches de Comarnic, il en est de même de la Valea Pătrâioarei.

Les hauteurs qui surplombent la Prahova sont uniquement formées de grès aptiens.

A Podul Neagului les ravins qui descendent du Plaiul Cășăriei sont taillés sur le contact des Couches de Sinaïa et de Comarnic. On observe le fort plissement de ces deux complexes. Les intercalations calcaires des Couches de Comarnic possèdent abondamment des *Orbitolines*, *Bryozoaires*, baguettes d'Echinides etc.

Le sommet de Plaiul Cășăriei est formé, de grès aptiens bien découverts. Un petit lambeau de Sénonien, qu'on n'observe pas, couronne le sommet.

Quant aux couches de Sinaïa, elles sont bien représentées sur la rive droite de la Prahova et dans le monticule que longe le chemin de fer en aval des lacets de la route nationale.

LA ZONE INTERNE DU FLYSCH
DANS LA RÉGION DE LA
HAUTE VALLÉE DE LA PRAHOVA
ET DU
BASSIN SUPÉRIEUR DE L'OLT

PAR
G. MACOVEI ET I. ATANASIU

(PLANCHES No. 8 ET 9)

On a vu, dans l'exposé précédent, que la limite extérieure de la zone interne du Flysch descend, dans la vallée de la Prahova, assez bas. On la trouve, en effet, à l'embouchure du ruisseau Belia, d'où elle se dirige vers l'Est, en traversant la vallée de la Doftana, pour toucher ensuite la vallée du Teleajen à Mâneciu-Ungureni. Sur tout ce parcours, elle correspond au bord même de la zone, tel que nous l'avons caractérisé dans l'aperçu général que nous avons donné sur la Géologie des Carpates Orientales [1]).

Dans ces conditions la limite passe, tant à l'Ouest de notre région, dans la vallée de la Ialomița, qu'à l'Est du Teleajen, jusqu'aux origines du ruisseau Bâsca Chiojdului.

Nous retrouvons cette limite dans le bassin supérieur de l'Olt, à partir de Covasna vers le Nord, où elle longe d'abord la vallée du Casin, et coupe ensuite la vallée du Trotuș à Ciugheș. Mais le bord réel de la zone interne du Flysch est

---

[1]) G. MACOVEI, Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. Dans ce guide.

masqué à partir de Bâsca-Chiojdului jusqu'au bassin de la Bistriţa en Moldavie par la transgression du grès de Tarcău. Ce qui fait que dans la vallée de la Prahova, ainsi que dans celle du Teleajen, toute la zone interne (infracrétacée) est découverte, tandis que dans le bassin de l'Olt, une partie de cette zone est masquée par les dépôts paléogènes; et ce qu'on y voit, ce n'est pas son contact avec la zone marginale, mais avec la zone du Grès de Tarcău.

La limite interne de la zone infracrétacée est indiquée par les coincements mésozoïques de la haute vallée de la Prahova, par ceux de la région de Braşov, par les affleurements cristallins et mésozoïques des Monts Perşani et finalement par les mêmes affleurements de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales.

Le caractère morphologique des régions dont nous nous occupons est déterminé d'un côté par la présence des masses puissantes de conglomérats et de grès, auxquels on doit les reliefs hardis et variés des massifs de montagnes qui s'étendent de Bucegi, par Bratocea, vers la haute vallée du Buzeu et qui constituent la cime des Carpates dans ces parages.

D'autre part, les dépressions intracarpatiques qui s'échelonnent de la vallée de la Bârsa jusqu'à Tg.-Secuesc, et qui contrastent d'une manière frappante avec les montagnes environantes, impriment à la région un aspect général des plus variés et des plus pittoresques.

APERÇU STRATIGRAPHIQUE

Nous avons déjà montré qu'au point de vue stratigraphique, la zone interne du Flysch correspond à l'Infracrétacé, représenté par la suite ininterrompue

de dépôts à partir du Valanginien jusqu'à l'Aptien supérieur. La région dont nous nous occupons ne fait pas exception.

Quoique dans sa constitution géologique les formations mésozoïques qui tiennent de la zone cristalline de la Leaota et spécialement le Jurrasique, prennent une part remarquable, nous ne nous y arrêterons pas.

Toutefois, il y a lieu de rappeler que c'est dans la vallée de la Prahova qu'on a rencontré des indications paléontologiques de la présence du Berriasien. Popovici-Hatzeg[1]) a trouvé à Piatra-Arsă, près de Sinaïa, quelques ammonites caractéristiques de cet étage. Cependant il paraît que le Berriasien est lié ici plutôt au cycle mésozoïque du Cristallin, car les calcaires dans lesquels ont été trouvés ces fossiles sont intimement liés aux calcaires tithoniques dont on ne peut pas les distinguer.

Valanginien et Hauteaivien. Les dépôts appartenant à ces deux étages sont connus dans la vallée de la Prahova sous le nom de Couches de Sinaïa.

Nous avons déjà eu deux fois l'occasion de connaître leurs caractères pétrographiques, de sorte que nous ne nous y arrêterons plus.

Le nom de Couches de Sinaïa a été proposé pour la première fois par Teisseyre[2]) en 1907, pour l'ensemble des couches attribué auparavant par Popovici-Hatzeg au Barrémien[3]). Ce dernier auteur

---

[1]) V. Popovici-Hatzeg, Étude géologique des environs de Câmpulung, etc.

[2]) W. Teisseyre, Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie, etc.

[3]) Popovici-Hatzeg, Op. cit.

englobait, avec ce que nous distinguons aujourd'hui comme Valanginien et Hauterivien, les marnes aptiennes qui affleurent dans la haute vallée de la Prahova jusqu'à Predeal. Ensuite POPESCU-VOITEŞTI [1]), élargit la sphère de cette notion, en y englobant aussi les marnes à efflorescences salines de Comarnic, que Popovici-Hatzeg attribuait au Cénomanien.

C'est en 1912, après la trouvaille de l'*Orbitolina lenticularis* [2]) dans les marnes argileuses de Comarnic, qu'on a restreint le sens de cette dénomination à l'acception actuelle.

Les couches de Sinaïa, telles que nous les concevons aujourd'hui, affleurent le long de la vallée de la Prahova à partir de Posada jusqu'à Azuga.

Elles constituent en général une large voûte dans laquelle la rivière a creusé son lit. Cette voûte est recouverte des deux côtés par des dépôts barrémiens et aptiens. Entre Sinaïa et Buşteni, par suite d'une faible déviation du cours de la rivière vers l'Ouest, les affleurements hauteriviens sont remplacés le long de son cours par des affleurements barrémiens-aptiens du flanc occidental de la voûte.

Sur la ligne de faîte des Carpates, les Couches de Sinaïa sont recouvertes par les dépôts aptiens. Elles ne réapparaissent qu'à l'Est de Braşov, dans la vallée du ruisseau Tărlungu (Tatrang). C'est dans cette région que TOULA a déterminé pour la première fois *Rhynchonella peregrina*, provenant d'un gisement situé près du village Zizin (Zaizon).

---

[1]) I. POPESCU-VOITEŞTI, Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique gétique. An. Inst. Géol. III, 1910.

[2]) L. MRAZEC, G. MACOVEI et I. POPESCU-VOITEŞTI, Sur l'âge des Couches de Comarnic.

Au Nord de la dépression de Brașov, les mêmes couches occupent des étendues remarquables, constituant presque en entier les Monts du Baraolt et une bonne partie des Monts Perșani. C'est dans ces dernières montagnes à Vărghiș (Vargyas) que HERBICH [1]), mentionne la présence de la même *Rh. peregrina.*

La zone d'affleurement de Baraolt-Perșani, se cache dans la région de Tușnad sous les produits volcaniques des Monts Harghita et réapparaît sur le bord Nord de la dépression du Ciuc inférieur. C'est dans ces parages, près du village Cik Bankfalva, que HERBICH a trouvé un *Haploceras Grasianum.*

À partir de cet endroit, la zone suit le bord oriental de la zone cristalline, atteignant une largeur qui va quelquefois jusqu'à 12 km. et même d'avantage.

Elle se continue avec un développement variable jusqu'aux vallées de la Bistricioara et de la Bistrița dans le Nord de la Moldavie, pour passer ensuite plus loin en Bucovine. Dans la haute vallée du Trotuș, HERBICH cite également la présence de *Aptychus Didayi,* COQ. qui a valu encore le nom de Couches à Aptychus à toute cette série.

Le bord interne de la zone de ces couches est nettement marqué à partir de Mercurea-Ciucului, vers le Nord, par l'apparition de la zone cristalline. Vers le Sud, dans la région d'ennoyage de celle-ci, le même bord fuit vers l'Ouest, arrivant jusqu'aux formations mésozoïques des Monts Perșani, qui représentent sans doute une auge mésozoïque plus intérieure que celle qui constitue les Monts de Hăghimaș.

[1]) F. HERBICH, Das Szekler land.

Le bord externe est marqué dans les Monts du Baraolt par les grès barrémiens, ainsi qu'il est figuré sur la carte (planche 9). Et au Nord de la dépression du Ciuc inférieur, le même bord suit approximativement la ligne de faîte entre le bassin de l'Olt et celui du Trotuș, pour passer ensuite dans le bassin supérieur de cette dernière rivière.

Barrémien. C'est dans la région du bassin supérieur de l'Olt que nous trouvons les deux faciès du Barrémien, l'un et l'autre bien différenciés des autres formations et bien établis sur une base paléontologique.

En effet, sur le versant oriental des Monts du Baraolt, il existe toute une zone de grès calcaires, grossiers, parfois conglomératiques, jaunâtres, avec intercalations de marnes, zone qui est bien développée dans la région de St.-Gheorghe. C'est de cette région que VADASZ[1]) a déterminé une faunule composée par:

Lytoceras raricinctum, UHL.
Schloenbachia sp. (cfr. *cultrata*, d'ORB.).
Haploceras sp.
Desmoceras cfr. *difficile*, d'ORB.
» *psilotatum*, UHL.
» cfr. *Charrierianum*, d'ORB.
» sp.
Silesites ? sp. (aff. *vulpes*. COQ).
Holcodiscus Gastaldianus, d'ORB).
» sp. (cfr. *Hugi*, OOST).
Pulchellia provincialis, d'ORB.
» *Didayi*, d'ORB.
Crioceras sp.

[1]) M. E. VADASZ, Petrefakten der Barrême-Stufe aus Erdely (Siebenbürgen). Centrbl. f. Min. geol. u. Paleont., 1911.

Tant au Nord qu'au Sud de ces montagnes, la zone d'affleurement des dépôts barrémiens ne peut plus être distinguée de celle des formations aptiennes. Ainsi, au Nord de la dépression du Ciuc inférieur, les dépôts barrémiens se confondent avec ceux de l'Aptien. Le même état de choses se répète vers le Sud, dans la région du Z i z i n.

Toutefois il y a lieu de faire remarquer, qu'à Brașov le Barrémien, et probablement l'Hauterivien aussi, passent à un faciès identique à celui du bassin de la Dâmbovicioara.

Dans la vallée de la Prahova, les conditions sont à peu près les mêmes que celles de Z i z i n. On ne peut que très rarement reconnaître un niveau marno-gréseux, intercalé entre les Couches de Sinaïa et les marnes aptiennes, et qui doit représenter le Barrémien. Cependant une séparation nette de l'étage n'est pas possible.

La bordure extérieure de la zone infracrétacée est marquée par une bande plus ou moins continue de dépôts barrémiens dans le faciès de Schistes Noirs, dont nous connaissons déjà le caractère pétrographique de détail.

On peut suivre les affleurements des Schistes Noirs à partir de la haute vallée du B u z e u jusqu'à C o v a s n a. Dans cette localité, où ils sont largement développés, HERBICH y a trouvé *Hoplites neocomiensis*.

Disparue un instant sous les formations pliocènes de la dépression de T g. - S e c u e s c, leur zone réapparaît au Nord de cette localité et se continue le long de la vallée du ruisseau C a s i n, passant au delà de son origine, ainsi qu'il est figuré sur la carte. C'est dans cette vallée que HERBICH a recueilli également *Hoplites castellanensis*.

Sur la base de ces deux ammonites, HERBICH attribue les Schistes Noirs, dans lesquels il englobe les marnes calcaires à Aptychus, au Néocomien. Il est intéressant de constater que PAUL [1]) qui connaissait les mêmes Schistes Noirs en Bucovine, où il les considérait d'âge éocène, en les désignant sous le nom de Couches de Șipote, reconnaît leur âge néocomien dans la vallée du Casin, tandis qu'à Covasna il les considère en partie néocomiens et en partie éocènes.

En dehors des indications paléontologiques fournies par HERBICH, les rapports stratigraphiques de ces Schistes Noirs, ainsi que nous l'avons fait remarquer auparavant [2]) sont décisifs pour que l'on puisse affirmer leur âge barrémien.

Aptien. Dans toute la région dont nous nous occupons, tant dans le bassin de la Prahova que dans celui de l'Olt, l'Aptien apparaît presque toujours représenté par les trois horizons qui le constituent en général.

L'horizon inférieur marneux, dont nous avons vu auparavant les caractères pétrographiques, est bien développé à partir de la vallée de la Prahova vers l'Est, constituant en entier le soubassement de toutes les montagnes qui se succèdent dans la direction de la haute vallée du Buzeu et de la dépression de Tg.-Secuesc. La chaîne des Monts du Bodoc, limitée d'un côté par la vallée de l'Olt, de l'autre par cette dernière dépression, ainsi que par la vallée du Casin, sauf la région éruptive de

---

[1]) K. PAUL, Das Karpatensandsteingebiet im Südöstlichen Siebenbürgen. Verh. d. k. k. geol. R. A., 1899.

[2]) G. MACOVEI, Aperçu géolog. sur les Carpates Orientales. Dans ce guide.

T u ș n a d, est constituée aussi en majorité par le même horizon marneux. Dans les M o n t s d u B a r a o l t, les marnes aptiennes occupent une faible étendue dans leur extrémité Sud-Est. Au Nord-Est de la dépression du Ciuc inférieur, la zone aptienne des M o n t s d u B o d o c passe plus loin dans la vallée du T r o t u ș encadrée par la zone des Couches de Sinaïa et la zone des Schistes Noirs.

L'horizon moyen gréseux s'est conservé le long de certains synclinaux et il constitue habituellement les parties culminantes des montagnes de la zone aptienne.

L'horizon supérieur conglomératique est développé surtout sur la zone de contact du Flysch avec la zone cristallino-mésozoïque. Ainsi, tout le massif des B u c e g i est constitué par les conglomérats aptiens. Ensuite tout le Mésozoïque, à partir de P i a t r a-M a r e, à l'Est de P r e d e a l, d'un côté jusqu'à S a t u - L u n g, et de l'autre côté jusqu'à B r a ș o v et la d é p r e s s i o n d e l a B â r s a, est recouvert par un puissant manteau des mêmes conglomérats.

À l'Est de la vallée de la Prahova ainsi que dans les Monts du Bodoc, on rencontre seulement des petits lambeaux de conglomérats, qui se sont conservés sur les cimes les plus hautes et seulement dans les cas où elles correspondent à des synclinaux. Ainsi, en suivant la route qui conduit de T g. - S e c u e s c à B i c s a d, on trouve deux synclinaux constitués par l'horizon gréseux, dans lesquels, plus au Nord, se sont conservés des conglomérats. Cependant il est à retenir que dans toutes ces régions les conglomérats jouent une rôle tout à fait insignifiant par rapport au développement qu'ils atteignent dans les B u c e g i et dans les monts de la région de B r a ș o v.

Dans l'extrémité Sud des monts du Baraolt les conglomérats ont également un certain développement.

Nous savons déjà qu'aux dépôts détritiques aptiens s'associent parfois des calcaires à Caprotines. Dans notre région on a identifié jusqu'ici de pareils calcaires sur le versant transylvain des Bucegi et dans les monts du Baraolt. Dans les deux cas ils apparaissent en relation avec l'horizon conglomératique. Ce sont ces calcaires qui parlent dans cette région pour l'âge aptien des conglomérats, considérés auparavant, soit comme éocènes, soit comme cénomaniens.

Grès de Tarcău. La zone de ce grès, dont les caractères pétrographiques et la signification stratigraphique nous sont déjà également connus par l'Aperçu général sur les Carpates Orientales, touche dans sa partie orientale la région dont nous nous occupons. Son aire d'étendue dans le cadre de cette région, ainsi que sa limite ressortent de la carte ci-jointe (planche 9).

Il est à remarquer qu'en dehors de l'Oligocène inférieur, qui correspond sans doute à une bonne partie du Grès de Tarcău, mais que nous ne pouvons pas séparer, nous avons ici des témoins des dépôts appartenant à l'Oligocène moyen, sinon même supérieur. C'est ici le point le plus intérieur de toutes les Carpates Orientales roumaines où on a trouvé de cet Oligocène jusqu'à l'heure actuelle.

En effet, sur les crêtes à l'Est de la dépression de Tg.-Secuesc, par exemple à l'Est de Brețcu on rencontre des lambeaux de schistes disodyliques avec des marnes gréseuses, blanches, du type de l'Oligocène de la zone marginale. Immédiatement au

Nord de Tg.-Secuesc, en commençant de Sânzeni jusqu'à Plăeșii, sur la bordure du Grès de Tarcău repose un gros lambeau d'Oligocène. Il débute par des conglomérats à éléments cristallins parfois de dimensions qui vont jusqu'à ½ m.c. Ces conglomérats passent graduellement à des grès qui rappellent jusqu'à un certain point le grès de Kliwa. Ensuite apparaissent des intercalations de schistes argileux disodyliques à *Meletta*, pareils à ceux de l'Oligocène de la zone marginale.

Ce sont les derniers dépôts de la série du Flysch qu'on rencontre dans cette région.

Pliocène. Les formations les plus récentes de la région dont nous nous occupons, en dehors des dépôts quaternaires, sont représentées par des dépôts pliocènes qui remplissent les dépressions intracarpatiques.

D'après JEKELIUS, le Pliocène y serait représenté par tous ses termes développés en général sous un faciès d'eau douce.

Cet auteur indique la présence du Méotien seulement dans la région Căpeni-Baraolt, près de l'endroit où l'Olt s'engage dans le défilé des Perșani.

Dans ces parages il a reconnu des marnes d'eau douce et des sables à couches de lignite, dont l'épaisseur totale monte à 45 m. Dans le lignite qu'on exploite à Căpeni on a trouvé de nombreux restes de Mammifères fossiles parmi lesquels: *Parailurus anglicus*, *Ursus Bockhi*, *Machairodus*, etc., avec des Gastéropodes d'eau douce (*Planorbis*, *Limneus*); et dans le toit du charbon de la même localité des *Valvata*, *Neritina*, *Limnocardium* et *Unio*.

Le Pontien est représenté par un complexe de marnes d'à peu près 120 m. d'épaisseur qui renferme

une faune d'eau saumâtre à nombreux *Cardium* à coquille mince (*Cardium Fuchsi*). On y remarque également des tufs andésitiques.

Le Dacien est constitué par des argiles, marnes et sables, avec des intercalations de tufs andésitiques de plus en plus fréquentes à mesure qu'on monte vers le Nord. La série dacienne atteint une épaisseur d'environ 80 m. et contient des couches de lignite, qu'on a reconnues sur presque toute l'étendue des bassins Bârsa-Tg.-Secuesc, et qu'on exploite à Ilieni, Vlădeni, St. Gheorghe, Aita, Băţanii-Mari, Burduşi, Vârghiş etc.

Dans les formations daciennes, en dehors d'une riche faune de mollusques d'eau douce, on a rencontré de nombreux restes de *Mastodon arvernensis* et *Mastodon Borsoni*.

La série pliocène est couronnée par les dépôts levantins représentés par des sables et graviers dont l'épaisseur monte à 30 m. Les tufs andésitiques apparaissent dans la plupart des cas remaniés dans les graviers.

Les formations quaternaires, représentées surtout par des dépôts de terrasse, jouent un rôle tout à fait secondaire dans la géologie de la région.

APERÇU TECTONIQUE

Le caractère fondamental de la tectonique de la région qui nous préoccupe, est determiné par l'ennoyage que la zone cristallino-mésozoïque a subi sur son emplacement.

Nous avons déjà eu l'occasion de montrer que cette zone s'enfonce sous le Fylsch, à partir de la

haute vallée du Trotuș vers le Sud, disparaissant complètement à la hauteur de Mercurea Ciucului, et qu'elle remonte vers la surface à partir de la région de Brașov vers la Leaota.

Nous ne reviendrons pas sur les détails de cet ennoyage.

La première conséquence qui en découle est que l'importante dislocation du bord externe du Cristallin qui le sépare de la zone du Flysch, après avoir diminué d'intensité, disparaît comme telle, à partir de la haute vallée du Trotuș même. Avec cette disparition la délimitation entre ces deux grandes unités ne se montre plus. Les Couches de Sinaïa de la zone du Flysch envahissent la zone cristalline sur l'emplacement de ce grand synclinal orthogonal, s'étendant vers l'Ouest à peu près jusqu'au bord de la Cuvette transylvaine. De sorte que la zone interne du Flysch apparaîtrait ici beaucoup élargie.

Toutefois, si l'on tient compte des coincements jurassiques de la région de Satulung à l'Est de Brașov, dont nous avons montré autre part la signification tectonique, on doit considérer que le bord de la zone cristallino-mésozoïque correspondrait à une ligne qui irait de Lunca-de-Sus sur le Trotuș, où affleure la dernière trace de la crête de Dămuc, à Satulung près de Brașov.

La tectonique de la zone qui reste à l'Est de cette ligne n'offre rien de particulier qui puisse retenir notre attention. Il faut remarquer seulement le léger chevauchement des Schistes noirs barrémiens sur le grès de Tarcău, qui marque la limite entre l'infracrétacé de la zone interne et la zone de ce même grès.

Quant aux caractères tectoniques des formations infracrétacées superposées à la zone cristallino-

mésozoïque, ils sont déterminés par ceux de cette même zone, bien entendu, là où ce soubassement n'est pas très profond, comme c'est le cas pour la région de Brașov.

On constate alors que les dépôts infracrétacés et surtout les conglomérats aptiens remplissent les synclinaux des formations mésozoïques, affectant eux-mêmes une disposition en synclinaux assez larges. Tel est le cas des Bucegi, dont les conglomérats forment une auge très évasée entre le Jurasique de Sinaïa et celui de la haute vallée de la Ialomița, tels sont aussi les cas, mais dans des proportions plus réduites, des synclinaux aptiens des montagnes de Brașov séparés par les crêtes jurassiques de Piatra-Mare, Cristianul-Mare, etc.

Aux endroits où l'ennoyage du Cristallin atteint son maximum, par exemple dans la région des Monts de Baraolt, la tectonique du Crétacé ne diffère en rien de celle de la zone proprement dite du Flysch. Même le bord noyé de la zone cristalline ne se révèle à la surface, autrement que peut-être par la limite entre les couches de Sinaïa et le Barrémien.

En outre de cette tectonique rélativement ancienne, — crétacé, paléogène — manifestée par des plissements, il en est une autre plus récente, qui s'est traduite par des effondrements.

En effet, d'après l'âge des dépôts qui remplissent les dépressions du bassin supérieur de l'Olt, ainsi que celle du Mureș, on peut déduire que vers la fin du Miocène, tant sur le bord interne du Cristallin des Carpates Orientales, que sur sa région d'ennoyage, naît un système de fractures qui s'entrecoupent à peu près normalement. De l'effondrement de certains compartiments circonscrits par ces fractures

sont nées les dépressions intracarpatiques comblées aujourd'hui par des dépôts pliocènes.

D'autres fractures ont facilité l'accès vers la surface aux produits volcaniques, qui constituent le massif de Hârghita. D'autres, enfin, servent encore aujourd'hui de voie de dégagement aux gaz carbonatés qu'on rencontre en si grand nombre dans cette région, soit sous forme de sources carbonatées, soit comme dégagements directs de bioxyde de carbone.

INDICATIONS SPÉCIALES

En remontant la vallée de la Prahova à partir de Comarnic, on s'engage, dès l'extremité Nord du village, dans les Couches de Sinaïa. Elles peuvent être examinées tout le long de la route jusqu'au delà d'Azuga, parce qu'elles affleurent partout. Ce n'est qu'entre Sinaïa et Bușteni, qu'on rencontre les Couches de Comarnic. Sur la gauche on est borné par les parois escarpées de Bucegi.

À Predeal, sur l'emplacement de l'ancienne frontière, on jouit d'une très belle vue vers les montagnes de la région de Brașov et les dépressions qui s'étendent de cette localité vers Tg.-Secuesc.

En descendant vers Brașov, on entre, à partir de Timișul-de-Sus, dans le conglomérat aptien du synclinal compris entre la crête de Piatra-Mare et celle du Cristian, sur lequel s'est assise la vallée du Timiș.

La ville de Brașov est abritée entre la crête saillante des calcaires tithoniques de la Tâmpa à l'Est et les croupes arrondies des conglomérats aptiens à l'Ouest. Le petit vallon qu'elle occupe paraît être d'origine tectonique.

De Brașov à l'Est, on s'engage dans le dépression de St. Gheorghe, en suivant à peu près son axe, pour passer ensuite dans celle de Tg.-Secuesc. Sur le versant oriental des monts du Baraolt, que nous avons à notre gauche, il existe plusieurs petits lambeaux de depôts daciens à lignite. Un de ces lambeaux est en exploitation à Ilieni.

Le détroit qui sépare les deux dépressions est resserré entre l'extrémité Nord des monts de Bratocea et l'extrémité Sud de monts du Bodoc, les uns et les autres constitués par des dépôts aptiens. À Covasna, sur le bord Est de la dépression de Tg.-Secuesc, on peut étudier en détail les caractères de Schistes Noirs barrémiens.

De Covasna on traverse obliquement cette dépression en passant par Tg.-Secuesc, pour arriver à Turia. On remonte ensuite la vallée de la Turia jusqu'à Büdoș, où la route traversant les monts du Bodoc atteint le point culminant. Sur tout son parcours on rencontre seulement des marnes et des grès aptiens. De Büdoș on aperçoit à droite et au milieu des formations aptiennes un piton andesitique supportant les ruines d'un château fort.

C'est également à Büdoș qu'on peut toucher pour la première fois les andésites et leurs tufs. Ici il existe des petites grottes à dégagement de bioxyde de carbone. Le cratère-lac de S-te Anne est à une distance un peu plus grande.

En descendant ensuite vers Bicsad on rencontre soit des tufs adésitiques, soit des sables pliocènes. À Bicsad on s'engage dans le défilé de l'Olt de Tușnad-les-Bains, taillé dans des andésites.

LA CHAÎNE VOLCANIQUE
CĂLIMANI-HARGHITA

PAR

G. MACOVEI ET I. ATANASIU

(PLANCHES 9, 10 ET 11)

La puissante masse de dépôts volcaniques qui surgit dans la partie orientale du Bassin de Transylvanie, tire son nom des massifs les plus importants qui ont pris part à sa constitution: les monts Călimani, pour l'extrémité septentrionale, et les monts Harghita pour la partie centrale.

Cette chaîne, sensiblement parallèle aux Carpates, et dont la longueur dépasse 160 km., est formée par un alignement de cônes volcaniques gigantesques.

Les plus importants et les mieux conservés, énumérés du Nord au Sud, sont les suivants: Călimanii (Pietrosul, 2.102 m), Bătrâna (Fancsal, 1.684 m), Mezöhavas (1.777 m), N. Somlyo (1.575 m), Ustoros (1.386 m), Harghita 1.801 m), Kukuk (1.558 m) et S-te Anne (1.298 m).

Les hauteurs dominantes de la chaîne sont formées par ces cônes, dont les surfaces primitives paraissent parfois à peine entamées par l'érosion, tandis que les cols correspondent régulièrement à un intervalle entre deux cônes.

Ces intervalles ne dépassent pas généralement 1.200 m d'altitude et ils fournissent des passages pour toutes les grandes routes qui unissent les

dépressions intra-carpatiques du Ciuc et de Giurgeu au Bassin de la Transylvanie. Le Mureș, seule rivière qui traverse cette puissante masse volcanique, s'est installé lui-même dans un pareil intervalle, entre le cône de Călimani et celui de Bătrâna.

La chaîne Călimani-Harghita, est séparée des Carpates par une série presque ininterrompue de dépressions. Les dépressions les plus méridionales, celles du Ciuc, sont drainées par l'Olt, qui s'en échappe à travers des gorges entaillées dans l'extrémité Sud de la chaîne, entre les cônes volcaniques Kis Piliske (1.374 m) et S-te Anne 1.298 m). La dépression de Giurgeu est drainée par le Mureș qui change à Toplița sa direction S-N, pour s'engager vers l'Ouest dans les gorges par lesquelles il traverse la puissante masse volcanique.

Depuis Toplița vers le Nord, les dépôts d'origine éruptive, forment la ligne de partage des eaux entre la Tisa et le Siret, de sorte que les autres dépressions plus septentrionales, de Borsec et de Bilbor, s'écoulent vers la Moldavie.

Les cônes volcaniques qui forment la chaîne éruptive, présentent des cratères dont le diamètre peut dépasser 10 km. et qui sont parfois assez bien conservés. Remarquable à ce point de vue, est le petit cratère dans lequel se trouve le lac S-te Anne près de Tușnad.

En ce qui concerne leur structure, ces cônes doivent être considérés comme des cônes mixtes, car ils sont constitués par des coulées de lave, alternant avec des débris d'origine volcanique.

Les laves constituent partout les bords des cratères et la partie supérieure des cônes; elles descendent

à des distances inégales sur les pentes. On constate toujours dans les cônes assez profondément entaillés par l'érosion, plusieurs niveaux de laves. Sur les flancs des cônes, ces niveaux apparaissent parfois comme des discontinuités de pente, car les extrémités des coulées, forment des escarpements plus ou moins raides.

Quelques-unes des coulées de lave ont avancé assez loin du cratère. Un exemple intéressant nous est fourni par la coulée que coupe le ruisseau Lomașul à 8 km en amont de Toplița, à l'endroit appelé Piatra-Piștii. La lave gît ici sur des tufs volcaniques cuits et sa surface supérieure est vacuolaire et scoriacée; des débris provenant d'éruptions ultérieures la recouvrent.

D'après KOCH [1]) la chaîne volcanique Călimanii-Harghita, est presque exclusivement constituée par des andésites qui peuvent être réparties en plusieurs variétés.

Les andésites à biotite apparaissent surtout à la partie méridionale de la chaîne, dans les cônes volcaniques S-te Anne et N. Murgo.

Les andésites à hornblende, les andésites à hornblende et hypersthène, se trouvent généralement associées aux andésites à pyroxènes.

---

[1]) A. KOCH, Tertiärbildungen. Budapest, 1900, pag. 246—247, 258—277 et 297. Résumé complet des travaux antérieurs. Depuis lors, on peut mentionner encore:

L. SAWICKI, Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens. Bull. Ac. Sc. Cracovie, 1912, No. 2 A. No. 3 A.

K. ROTH v. TELEGD, Ueber die Entstehung der Lignitbeken bei Belber, Borszék u. Ditro, K. u. k. Kriegsvermessung No. 1 20, III, 1918.

I. ATANASIU et E. LOBONTIU, Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec-Bilbor. D. d. Seamă şed. Inst. Geol. Rom., IX, (1920—1921), 1926.

Les andésites à pyroxènes constituent presque exclusivement la partie centrale et septentrionale de la masse éruptive. KOCH distingue dans ce groupe, d'après le pyroxène qui prédomine, les andésites à hypersthène, à hypersthène et augite, à augite et hypersthène, et enfin à augite. Ces dernières contienent parfois de l'olivine et ont été décrites comme basaltes.

Jusqu'à présent, on n'a fait aucune étude en vue d'établir s'il existe une différence de constitution quelconque entre les andésites qui forment des niveaux différents dans un même cône volcanique.

Les débris volcaniques, qui représentent la partie la plus importante de la chaîne, sont constitués par des blocs anguleux de lave, dont le volume varie de quelques centimètres jusqu'à quelques décimètres cubes, englobés dans une masse pséphytique toujours d'origine volcanique. Par places, on trouve intercalés dans ces produits, des amas de blocs dont le volume peut représenter plusieurs mètres cubes. Ce sont, sans doute, les restes des coulées de lave les plus éloignées, qui ont été détruites par l'action des agents extérieurs dans une phase de tranquillité.

Aux environs de Toplița Română, on distingue au moins deux séries de dépôts détritiques d'origine volcanique, séparés par une discordance assez nette. En effet, dans la vallée du Lomaș, on peut voir la série la plus ancienne, mieux cimentée, accusant une inclinaison d'environ 15° vers le Sud et supportant en discordance la série plus jeune, presque horizontale et formée par des dépôts plus fins et plus friables.

Les produits volcaniques de la chaîne Călimani-Harghita, gisent sur le Cristallin, sur le

Flysch et aussi, et vers le bassin de la Transylvanie, sur des dépôts appartenant au Pontien. Cette dernière position leur assigne l'âge pliocène supérieur.

Il faut pourtant rappeler qu'en Moldavie on connaît des intercalations de cendres andésitiques dans le Sarmatien [1]. SIMIONESCU [2] ,trouve même ces cendres à la base de l'étage. Nous devons donc placer le commencement des manifestations éruptives au moins dans le Miocène supérieur.

Elles ont certainement continué encore au temps du Dacien, car dans les dépôts de cet âge, on trouve à Borsec des projections volcaniques. D'après JEKELIUS [3], elles auraient pris fin seulement dans le Pleistocène.

Manifestations postvolcaniques. Les volcans de la chaîne Călimani-Harghita, éteints depuis le commencement du quaternaire, ont toutefois continué à manifester une intense activité postvolcanique. Comme produits de cette activité il faut mentionner, d'après JEKELIUS les dépôts de limonite, les geysérites, les sources chaudes, les mofettes et les sources carbonatées.

Les dépôts de limonite, assez importants pour pouvoir être exploités comme minerais de fer, sont connus à Filia, Doboseni, Luetea et sur

---

[1] S. ATHANASIU, Sur la présence des cendres andésitiques, Comptes rendus des S. de l'Inst. Géol. de Roum., Vol. II, pag. 121—127, Bucarest, 1911.

P. ENCULESCU, Idem, idem, pag. 127—129.

[2] I. SIMIONESCU, Sur la présence des cendres andésitiques à la base du Sarmatien de Dorohoi. Bull. Sect. Scient. Ac. Rom., Tom. VI, (1919—1920), pag. 67—71, Bucarest 1920.

[3] E. JEKELIUS, Les dépôts de geysérite du basin dacien de Bara olt. Bull. Sect. Scient. Acad. Roum. Tome VIII, (1922—23). pg. 168—175 Bucarest 1924.

le flanc oriental de la vallée du Mădăraș (Ciuc).

Les geysérites, contenant parfois des restes de plantes et de gastéropodes, sont connues au Nord de Filia, puis sur la hauteur Barthaberc, à Herculian, à Biberțeni et à Bățanu Mic. Elles forment ordinairement des croûtes dont l'épaisseur varie depuis 30 cm. jusqu'à 2 m., à la surface des limonites et sont, très probablement semblables aux limonites des dépôts des sources chaudes qui ont accompagné et suivi les phases de paroxysme.

Les sources thermales qu'on trouve encore de nos jours dans la région éruptive de la Transylvanie orientale, sont également considérées par JEKELIUS comme des manifestations postvolcaniques. La température de ces sources varie de 17 à 27° C. (Sâncrăeni 17°,5, Tușnad 20°,8, Toplița 23°,6—26°,7, Lobogo 20°—22°,5, Lunca 22°,5). Elles déposent seulement de l'ocre et du tuf calcaire.

Les mofettes et les sources carbonatées. Des exhalaisons libres de CO^2, doivent être assez fréquentes dans toute la chaîne volcanique, mais elles restent pour la plupart inconnues. Certaines se sont pourtant imposées à l'attention: ce sont les exhalaisons qui ont eu lieu dans trois petites grottes du Mont Büdos. Les gaz qui s'échappent dans la plus importante de ces grottes (la grotte Büdoș), sont constitués presque exclusivement par CO^2.

Le SH^2 s'élève à peine à 0,5% des gaz, et de son oxydation, au contact de l'air, résulte la poussière de soufre qui couvre les parois de la grotte. À l'entrée, les gaz exhalés, forment sur le sol une couche de 5—15 cm d'épaisseur, mais vers le fond de la grotte, cette épaisseur monte jusqu'à 2 mètres.

Les sources carbonatées sont pour la plupart des eaux vadeuses, qui ont intercepté un courant ascendant de bioxyde de carbone. La variété si grande de la composition chimique des eaux carbonatées, qu'on connaît dans cette région éruptive, est due en première ligne à la variété de composition de ces eaux vadeuses, qui ont dissous le bioxyde de carbone des mofettes. Grâce à leur pouvoir dissolvant ainsi accru, elles ont pu augmenter leur contenu, en substances minérales dissoutes, surtout par des carbonates. C'est le cas des sources carbonatées, qui émergent des roches calcaires et qui déposent toujours des travertins ou des tufs calcaires. Les sources carbonatées de Borsec et de Bilbor nous en fournissent des exemples typiques.

Les mofettes et les sources carbonatées, forment autour de la masse éruptive, une auréole qui s'étend de beaucoup au delà du territoire couvert par les dépôts volcaniques. Ainsi, vers l'Est, ces manifestations sont très fréquentes dans la zone cristalline, comme on peut s'en convaincre en regardant la carte des environs de Tulgheș (pl. No. 12), ils ne manquent même pas dans la partie la plus occidentale du Flysch.

LA MASSE CRISTALLINE ET LES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES DES MONTS HĂGHIMAŞ

DANS LA PARTIE ORIENTALE DE LA TRANSYLVANIE

PAR

ION ATANASIU

(PLANCHES No. 9, 10, 11 et 12)

I. EXTENSION

Le massif cristallin-mésozoïque des Carpates Orientales émerge des dépôts du Flysch infracrétacé sur le bord oriental de la Dépression du Ciuc supérieur. À Păuleni on peut voir une lame de chloritoschistes, large seulement de 200 m., s'interposer entre les schistes calcaires hauteriviens. C'est l'extrémité méridionale de la masse cristalline. Les dépôts mésozoïques du synclinal externe n'apparaissent qu'à 2 km. plus au Nord, entre Delniţa et Bârzova, où ils sont représentés par les calcaires dolomitiques du Trias inférieur.

Vers le Nord, la masse cristalline-mésozoïque s'élargit de plus en plus, atteignant 20 km. dans les bassins du Trotuş et de l'Olt, et dépassant 30 km. à la hauteur de Tulgheş.

À partir de Mihăileni, dans les hautes vallées de l'Olt et du Mureş, le bord interne de la masse cristalline est caché par les dépôts des dépressions

intercarpatiques et les produits néovolcaniques de la chaîne «Călimani-Hârghita». La couverture volcanique a été pourtant entaillée parfois assez profondément par l'érosion; le soubassement cristallin apparaît alors à jour. C'est le cas à Toplița-Română, où des calcaires cristallins ont été exploités sur la rive droite du Mureș. Ces calcaires, qui affleurent à plus de 7 km. vers l'intérieur de la région couverte par les produits volcaniques, nous donnent une indication sur l'extension du cristallin sous ce revêtement volcanique.

La limite orientale du massif cristallin-mésozoïque est indiquée par l'étroite lame de schistes cristallins qui s'interpose entre le Synclinal Externe des dépôts mésozoïques et le Flysch infracrétacé dans toute la partie orientale de la Transylvanie. Cette lame se détache de la masse principale du cristallin à Tulgheș et longe le bord interne du Flysch, gardant une largeur de 1 à 2 km. On la retrouve dans la vallée du Bicaz, près de l'embouchure du ruisseau Dămuc, puis le long de ce ruisseau jusque dans le bassin du Trotuș. Ici elle s'amincit graduellement jusqu'à disparition complète, ses dernières manifestations étant marquées seulement par les blocs qui apparaissent sur la ligne de contact entre le Flysch et la série mésozoïque du Synclinal Externe dans la vallée du ruisseau Sötet[1]).

II. CRISTALLIN

En étudiant la région de Tulgheș j'ai remarqué que parmi les roches cristallophylliennes apparaissent

[1]) D. M. PREDA et I. ATANASIU. La structure géologique de la partie supérieure de la vallée du Trotuş (Moldavie). An. Inst. Geol. al României. Vol, X, pag. 401, Bucarest 1925.

des massifs à contour plus ou moins ovale, constitués par des roches granodioritiques. Ces massifs sont toujours accompagnés par des migmatites, des micaschistes à grenats et des schistes à biotite, roches qui rappellent nettement les formations de contact. Je les ai considérés comme l'auréole des massifs granodioritiques.

Il y aurait donc à séparer, dans le cristallin, deux complexes d'origine différente:

a) Les schistes cristallins proprement dits;

b) Les massifs d'intrusion avec leur auréole de contact.

À part les massifs granodioritiques, nous aurons encore à considérer les Porphyres, le massif syénitique de D i t r ă u et les filons, roches qui représentent toujours des pénétrations ultérieures dans la masse des schistes cristallins.

a) SCHISTES CRISTALLINS

Les schistes cristallins, résultant sans doute d'un processus de métamorphisme régional, sont constitués par des calcaires cristallins, quartzites noirs, phyllithes noires, chloritoschistes à calcite ou à quartz, roches porphyrogènes, amphibolites schisteuses, schistes à biotite, mésoquartzites. Si l'on essaie de grouper ces roches d'après la zone de métamorphisme dans laquelle elles ont pris naissance, tel que le fait GRUBENMANN dans sa classification, on est amené à ramener dans la zone moyenne (mésozone) les amphibolites, les schistes à biotite et les mésoquartzites, tandis que les autres roches reviennent à la zone supérieure (épizone).

Les schistes cristallins de la zone supérieure forment la partie la plus importante du massif cristallin. On peut distinguer:

Les calcaires cristallins, parfois de vraies dolomies (à Borsec ils contiennent 38, 42% $Co_3 M_g$), sont développés sur la partie méridionale des Carpates orientales, dans certaines zones qui suivent la direction générale N-O—S-E des schistes cristallins. Les plus importantes de ces zones sont:

La zone interne, visible dans la haute vallée de l'Olt, depuis Sândominic vers le N-O jusqu'à la ligne de faîte séparant les eaux du Mureș de celles de l'Olt. Sur le faîte lui-même, les calcaires sont couverts par des dépôts volcaniques, mais ils réapparaissent de nouveau bien découverts dans le bassin du Mureș. Depuis Vașlab jusqu'à Lazărea, sur une longueur d'environ 20 km., la continuité des calcaires cristallins n'est interrompue que par les alluvions des affluents du Mureș. Les calcaires de Toplița appartiennent sans doute à cette même zone;

La zone de Borsec—Bilbor comprend les apparitions, sans continuité directe, de ces deux localités et peut-être aussi les calcaires du ruisseau Magasbuck (E. de Gheorgheni);

Enfin, la zone de la Crête de Dămuc, à laquelle reviennent les calcaires cristallins du mont Piatra-Roșie et toutes les petites apparitions échelonnées vers le Sud, le long du bord interne du cristallin.

Dans ces zones, les calcaires sont toujours plissés intimement avec le reste des schistes cristallins. Sur la planche No. 11 on peut voir la structure du massif calcaire de Borsec.

Les calcaires cristallins sont constamment accompagnés de quartzites noirs et parfois aussi de phyllites calcaires (B o r s e c).

Les quartzites noirs doivent leur couleur à des granules charbonneux très fins répandus parmi les grains de quartz. Dans les sections perpendiculaires à la schistosité, la roche apparaît formée par des couches alternes, blanches et noires, de quelques millimètres d'épaisseur. Les couches blanches sont constituées presque uniquement par des grains de quartz, tandis que les couches noires sont inprégnées d'abondants granules charbonneux.

Les quartzites noirs peuvent apparaître aussi indépendamment des zones dans lesquelles se montrent les calcaires cristallins. Le plus souvent on ne les trouve que sur les crêtes, en petits synclinaux pincés dans les chloritoschistes.

Les phyllites noires sont des roches schisteuses, à éclat argenté, et dont les surfaces de stratification sont couvertes par une poussière noire charbonneuse. Elles sont toujours très finement plissées, et les plis fins qu'on voit sur les faces de clivage ne concordent pas, comme direction, avec les plissements qui ont donné la position actuelle de la roche. Les phyllites sont ordinairement associées aux quartzites noirs.

Les chloritoschistes à calcite sont des roches stratifiées formées par des couches vertes, riches en chlorite, alternant avec des couches de calcite. L'épaisseur de ces couches est de 2 à 3 mm. Les couches de calcite, tout comme les couches riches en paillettes de chlorite, possèdent, parsemés dans leur masse, des grains plus ou moins arrondis de quartz

et de feldspath. Ce fait assigne à ces roches une origine détritique. Elles sont relativement rares dans le complexe des schistes cristallins.

Les chloritoschistes à quartz sont des roches vertes, constituées par des couches très riches en chlorite et séricite alternant avec de minces lits de quartz. Ce minéral est parfois concentré en lentilles appréciables. La majeure partie des roches constituant la zone cristalline des Carpates orientales est formée de chloritoschistes à quartz; les autres variétés de schistes cristallins interviennent pour une moindre part.

Les roches porphyrogènes sont des schistes cristallins dont la nature primitivement volcanique est presque toujours évidente. Ce sont des roches généralement de couleur blanche ou blanc-verdâtre, d'une schistosité évidente. Les porphyroblastes lenticulaires de quartz et de feldspath, sont englobés dans une masse micro-cristalline de séricité, quartz et feldspath. Les variétés compactes, dures, à cassure prismatique, rappellent assez bien la Hëlleflinta, tandis que les variétés plus schisteuses ont été décrites sous le nom de gneiss ou schistes sériciteux.

Il est fort probable que les roches porphyrogènes représentent des coulées et en partie aussi des produits clastiques d'origine volcanique, intercalés dans la masse des dépôts sédimentaires qui, métamorphisés, ont donné naissance aux schistes cristallins. Elles apparaissent en couches dépassant rarement 100 m., intercalées parmi les chloritoschistes à quartz et les phyllithes noires; leur développement maximum se trouve dans la partie orientale du massif cristallin. (Vallée de la P u t n a, en amont de l'embouchure du

ruisseau Noghirez — Vallée de la Bistricioara à Corbul de Sus).

Les schistes cristallins de la zone moyenne sont assez rares dans la partie méridionale des Carpates Orientales. Nous ne les connaissons que dans le bassin du «Pârâul Noroiului», petit affluent de «Valea Seacă», où apparaissent des amphibolites schisteux, des schistes à biotite, des calcaires cristallins et des mésoquartzites.

Les amphibolites schisteux sont de couleur vert-foncé, à bandes ou nodules blanc-verdâtre. Sur les surfaces de schistosité on observe des couches minces de biotite. L'élément principal de la roche est la hornblende commune, disposée en prismes, sensiblement parallèles, dont les interstices sont remplis par un feldspath à 20% d'anortithe. Le même feldspath, altéré et associé à l'épidote, forme les nodules.

Les schistes à biotite ont la couleur et l'éclat caractéristique du mica noir qui est leur constituant principal. Le quartz forme des interpositions lenticulaires, conformes à la schistosité, dont l'épaisseur ne dépasse guère 5 mm.

Les calcaires cristallins forment des couches, intercalées dans les schistes à biotite.

Les quartzites (mésoquartzites) sont constitués en majeure partie par des grains de quartz dont les irrégularités du contour s'engrènent de rares cristaux de feldspath, de chlorite et de séricite. Elles forment dans le bassin du «Pârâul Noroiului» un puissant massif dont les relations avec les roches environnantes

sont assez obscures. Nous les rangeons parmi les produits métamorphiques de la zone moyenne, étant donné que nous ne connaissons pas de pareilles roches en association avec les schistes cristallins de la zone supérieure; et là où ces quartzites apparaissent, ils sont associés aux roches de la zone moyenne.

Parmi toutes ces variétés, certaines roches représentent évidemment le produit de métamorphisme des roches d'origine sédimentaire. Il en est ainsi des calcaires cristallins de la zone supérieure et moyenne, des quartzites, des phyllithes noires et des chloritoschistes à calcite. Pour les roches porphyrogènes, l'origine volcanique est non moins évidente. Il ne reste de doute que pour les chloritoschistes à quartz, les schistes à biotite, les amphibolites et les mésoquartzites. Quant aux trois premières roches, il faut pourtant observer que leur mode de gisement décèle plutôt une origine sédimentaire.

b) LES MASSIFS D'INTRUSION

Les massifs d'intrusion sont constitués par des roches grano-dioritiques, dont l'étude pétrographique reste encore à faire [1]).

L'auréole de contact de ces massifs, constituée par des migmatites, micaschistes à grenats et schistes à biotite, est assez bien développée. Elle est seulement en partie enlevée par l'érosion, de sorte que la masse

[1]) Jusqu'à présent nous ne possédons que les descriptions de quelques types, dues à TRAUTH. (Dioritgneiss, Granite, Biotite-muscovite-gneiss). Ein Beitrag zur Kentniss des Ostkarpathischen Grundgebirges. Mitt. d. Geol. Gesellschaft in Wien. Bd. III 1910, pag. 56—59, 66—71, 85—87.

intrusive elle-même reste parfois presque complètement cachée. Les granodiorites apparaissent dans ce cas seulement comme des pointements parmi les roches qui forment la couverture.

Dans la partie méridionale des Carpates orientales les massifs d'intrusion sont groupés vers le bord externe. Un massif important, en grande partie couvert par les dépôts mésozoïques du synclinal externe, apparaît à partir de l'extrémité méridionale des schistes cristallins jusque dans la vallée de la Putna où il présente deux ramifications. La partie occidentale forme le corps du mont Beneş, tandis que la partie orientale constitue le mont Heghieş. Deux autres corps, moins importants, apparaissent dans les massifs de Comarnic—Runcu et Arsuri.

L'âge des intrusions granodioritiques est difficile à préciser. On peut affirmer cependant qu'elles ont eu lieu avant le Trias, car le Werfénien les couvre en transgression.

Le gneiss, dont TRAUTH [1]) décrit plusieurs variétés, apparaissent comme lames, soit dans les chloritoschistes à quartz, surtout dans le voisinage des massifs d'intrusion, soit dans les roches qui forment l'auréole de contact de ces massifs. Ils paraissent être des apophyses des massifs granodioritiques.

c) LES PORPHYRES

Ces roches ne sont connues qu'à partir de la vallée de la Bistricioara en allant vers le Nord.

---

[1]) L. C., pag. 71—84.

Dans les environs de T u l g h e ş elles forment des massifs dont la superficie ne dépasse guère 1 km^2, et qui paraissent percer les schistes cristallins. Le massif le plus important, celui de S l a n a — P i a t r a - A r s ă, est constitué par des porphyres pétrosiliceux à gros cristaux, parfois corrodés, de quartz de couleur bleuâtre hyaline, de feldspaths dépiécés et altérés et de biotite. Ces gros cristaux sont englobés dans une pâte complètement cristallisée.

Des porphyres semblables ont été également décrits dans le massif de P i e t r o s u l [1]) où ils sont parfois assez écrasés.

Quant à leur âge, nous avons moins d'indications que pour les massifs granodioritiques, car les porphyres ne sont en contact avec nulle roche sédimentaire. Du fait qu'ils sont parfois écrasés on pourrait déduire qu'ils existaient déjà dans la masse cristalline au temps des derniers plissements importants qui ont affecté cette masse, c'est-à-dire au temps du Crétacé moyen.

d) LA SYÉNITE ÉLÉOLITHIQUE DE DITRĂU

La Syénite de Ditrău [2]) représente également une

---

[1]) S. ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den Nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899 pag., 137.

[2]) A. KOCH, Petrographische und tektonische Verhältnisse des Syenitstockes von Ditró. N. Jahrb. f. Min. Berl. Bd. I 1880, pag. 137—178. Stuttgart.

F. M. BERWERTH, Der Eläolitsyenitstock... bei Ditró. Jahrb. d. siebenb. Karpathenverein. Bd. XXV 1905. Sibiu.

B. MAURITZ. Die magmatische Differentration in den foyaitischen Gesteinen des Ditró... Tschermacks Mitt. Bd. 38, 1925, pag. 199—205.

intrusion dans les schistes cristallins de la partie méridionale des Carpates orientales. Cette intrusion diffère pourtant des intrusions granodioritiques par la composition du magma, par le développement de l'auréole de contact et enfin par l'âge.

La roche qui forme la partie la plus importante du massif est une syénite éléolithique généralement de couleur grise. Elle est entourée, vers les périphéries, par une syénite, à feldspath rose, qui paraît être un produit d'altération de la syénite grise.

Une série très riche en filons aplitiques et lamprophyriques traverse la syénite dans toutes les directions.

Parmi les filons acides on doit mentionner les aplites et les pegmatites.

Les aplites forment généralement des filons très minces qui traversent aussi certaines lamprophyres (les amphibolites).

Parmi les pegmatites il faut distinguer les syénites éléolithiques pegmatoïdes, caractérisées par la présence du zircone et des minéraux contenant des terres rares, les syénites éléolithiques pegmatoïdes à sodalithe (Ditroïte), les pegmatoïdes à acmite et enfin les tinguaïtes.

Les lamprophyres sont représentées surtout par des amphibolites auxquelles il faut ajouter les camptonitest les essexit-théralites et les péridotites amphiboliques.

L'auréole de contact des syénitées de Ditrău es. généralement peu développée. Des micaschistes noduleux, des micaschistes à hornblende (Garbenschiefer) et des cornéennes à biotite se rencontrent dans le bassin du ruisseau Var et surtout près de la chapelle de S-te Anne au Nord de Gheorghieni. Sur le bord Nord du Massif à Hallaşag,

B. MAURITZ [1]) décrit des Nordmarkites à quartz et des Nordmarkites qui proviennent du magma syénitique, dont la composition a été modifiée par suite de la digestion des schistes cristallins dans la zone de contact.

Quant à l'âge de l'intrusion, REINHARD [2]) observe que la Syénite éléolithique de Ditrău, n'étant pas du tout écrasée, a dû pénétrer dans les schistes cristallins après les derniers plissements qui les ont bouleversés, c'est-à-dire après le Crétacé moyen.

e) ROCHES DE FILONS

Les schistes cristallins sont traversés par de nombreux filons.

Comme filons acides on peut mentionner les quartz et les granulites que j'ai rencontrés dans les environs de Tulgheș. Jusqu'à présent il n'existe, pour la partie méridionale des Carpates Orientales, nulle étude pétrographique de ces filons.

Les filons lamprophyriques ont presque toujours un développement restreint; leur épaisseur ne dépasse que rarement 2 m. À cette série reviennent les diabases et les diabasporphyrites des ruisseaux Colbului et Holdița [3]), les camptonites de Borcuța [4]), les camptonites (analyses 1 *a*, 5 *a* et 1 *b*) et

---

[1]) B. MAURITZ. Ueber die chemischen Verhältnisse des Syenitmassivs von Ditró. Math. Naturw. Berichte aus Ungarn. XXX (1912), pag. 191 et suiv.

[2]) M. REINHARD. Âge de l'intrusion du Syénite néphélinique de Ditrau. Comptes rendus des S. de l'Inst. Geol. de la Roumanie. Vol. II, 1910-11, pag. 116, Bucarest 1912.

[3]) S. ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den Nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1899, pag. 137. Wien 1899.

[4]) D. CĂDERE. Sur les roches éruptives de Borca. Ann. Scient. Univ., Iassy, t. II, pag. 277—283. Iassy 1903.

les diabasporphyrites (analyses 3 *a*, 4 *a* et 7 *a*) des environs de Tulgheș [1]) et enfin toute une série de roches décrites par BUȚUREANU [2]).

Il est très difficile d'établir l'âge de l'intrusion de ces filons. En remarquant l'affinité que présentent certaines roches (les camptonites par exemple) avec les filons qui traversent la Syénite de Ditrău on pourrait admettre qu'elles font partie de la même période d'intrusion et sont donc plus jeunes que la Séynite. Il faut pourtant observer que les dépôts du Trias supérieur ou du Jurassique sont accompagnés par des roches éruptives basiques. Ce fait laisse soupçonner que parmi les filons lamprophyriques il y en a certains d'âge triasique où jurasique.

Enfin il faut mentionner, toujours comme roches filoniennes, les amphibolites [3]) qui apparaissent dans les roches qui forment l'auréole de contact des massifs granodioritiques.

En résumé, on peut dire que dans la partie méridionale des Carpates Orientales apparaissent surtout des schistes cristallins formés dans la zone supérieure de métamorphisme (épizone). La série mé-

---

[1]) I. A. ATHANASIU. Contributions à l'étude chimique des roches éruptives basiques. Bull. de chimie pure et appliquée. T. XXVII (1924) No. 1-3, Bucarest, 1925. Le groupement des roches analysées dans les trois catégories est erroné. Dans la première catégorie (roches filoniennes dans les chloritoschistes) doivent entrer les analyses 1-*a*, 3-*a*, 4-*a*, 5-*a*, 7-*a* et 1-*b* et dans la deuxième catégorie (roches associées aux dépôts mésozoïques) les analyses 2-*a*, 6-*a* et 2-*b*.

[2]) V. BUȚUREANU. Studii petrografice și chimice ale rocelor eruptive din districtul Suceava. Mon. Int. Petr. Rom. Vol. III, 1902, pag. 206—209, București 1902.

— Étude pétrographique sur les roches éruptives filoniennes du massif cristallin de Broșteni. Ann. Scient. Univ. Iassy. T. V, fasc. 2, pag. 109—130. Iassy 1908.

[3]) I. A. ATHANASIU. L. c., analyse 1 *c*.

tamorphisée était constituée, à l'origine, par des roches sédimentaires entre lesquelles s'intercalaient des produits d'origine volcanique.

Après l'achèvement du métamorphisme régional et avant la fin du Paléozoïque, eut lieu l'intrusion des masses granodioritiques qui produisirent des auréoles de contact dans les schistes cristallins. Les intrusions des porphyres pétrosiliceux de Slana-Piatra-Arsă sont probablement plus jeunes que les massifs granodioritiques, mais en tout cas plus anciennes que les plissements crétacés.

Pendant le Trias supérieur ou le Jurassique inférieur se sont produites des intrusions de roches basiques (diabases et diabasporphyrites ?).

Après le Crétacé moyen eut lieu l'intrusion de la Syénite éléolithique de Ditrău et aussi celle des filons du groupe de la camptonite.

TECTONIQUE DU CRISTALLIN

Le Cristallin des Carpates orientales a pris part au moins à deux grandes phases de plissement : l'une prétriasique, l'autre postaptienne. Il est même fort probable que les dépôts que nous trouvons aujourd'hui transformés en schistes cristallins avaient subi des plissements avant la métamorphisme, car autrement on ne saurait expliquer l'alternance des produits volcaniques que nous trouvons aujourd'hui sous forme de roches prophyrogènes avec des dépôts d'origine sédimentaire.

En présence de ces plissements superposés, qui ont eu peut-être des directions différentes, les positions que nous offrent maintenant les roches ne peuvent nous fournir des indications suffisantes pour

débrouiller la tectonique de la masse cristalline. On pourrait peut-être s'adresser aux rapports existant entre les différents groupes qu'on a séparés dans le complexe des schistes cristallins; malheureusement toute étude détaillée, dont on pourrait extraire ces éléments de comparaison, fait défaut jusqu'ici.

Sans essayer de tirer aucune conclusion, faute d'éléments suffisants, nous rappellerons seulement les traits tectoniques les plus saillants des schistes cristallins de la partie méridionale des Carpates orientales.

Les plissements de la masse cristalline apparaissent constamment comme déversés vers l'Ouest, c'est-à-dire vers le Bassin Transylvain.

On constate le déversement du cristallin vers l'Est seulement sur le bord externe, le long du contact avec le Flysch, et sur une zone dont la largeur ne dépasse guère 2 km. C'est probablement la zone qui fut influencée par les plissements carpatiques tertiaires.

Les massifs granodioritiques sont parfois débordants et leurs bords couvrent les schistes cristallins parmi lesquels ils apparaissent. Ce fait est très clairement visible sur la carte géologique des environs de Tulgheș. Le débordement est parfois si prononcé qu'on serait tenté de considérer les massifs granodioritiques, avec leur auréole de contact, comme des lambeaux nageant sur les schistes cristallins de la zone supérieure. Je crois pourtant que ces anomalies, présentées par les surfaces de contact, sont dues plutôt aux replissements.

III. DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES DU SYNCLINAL EXTERNE

Dans les monts du Hăghimaș, les dépôts mésozoïques qui gisent sur le Cristallin et forment

le **Synclinal externe,** présentent le développement le plus important que l'on connaisse dans toutes les Carpates orientales.

Depuis la haute vallée du Trotuș jusqu'au faîte séparant les bassins du Bicaz de ceux de la Bistricioara, c'est-à-dire sur une longueur de 40 km, le Synclinal externe apparaît comme une masse unitaire. Les dolomies, les calcaires et les conglomérats, principaux constituants de cette masse, donnent aux monts du Hăghimaș les formes hardies et variées qui font leur beauté et qui les distinguent nettement des chaînes constituées par le Cristallin ou le Flysch, au milieu desquels ils surgissent.

Dans le bassin de la Putna le Synclinal externe commence à se fragmenter: les deux petits îlots mésozoïques du Vithavas (1589) et du Beneș s'en détachent. Plus au Nord, au delà de la Bistricioara, les dépôts mésozoïques ne forment que des massifs isolés: Bâtca Arsurilor (1391), Piatra Comarnicului (1512), Piatra Runcului (1215), Măgura (1551), Pietrile Mocilor (1151) et Piatra Pâțului (1015).

STRATIGRAPHIE

Les dépôts du Synclinal externe appartiennent exclusivement au Mésozoïque. Jusqu'à présent on a établi, sur base paléontologique, l'existence du Trias inférieur et supérieur, du Lias inférieur, du Dogger, du Malm et du Crétacé inférieur.

Trias. La série des dépôts mésozoïques débute par des conglomérats quartzitiques, bréchiformes, de

couleur rouge, qui supportent des grès micacés rouges ou blancs.

Ils sont suivis de calcaires dolomitiques, schisteux à la base et massifs à leur partie supérieure. Dans la partie schisteuse, j'ai trouvé, dans l'îlot triasique du Mont Azovul Mare les formes suivantes:

Myophoria costata ZIETEN
— *laevigata* ZIETEN
Anoplophora fasaënsis WISSM.
Gervilleia modiola FRECH
— *exporrecta* FRECH
Pecten discites SCHLOTH.
— — *var microtis* BITTN.
Pseudomonotis sp.
Naticella cf. *costata* MSTR.

Cette faunule indique l'âge **Werfénien supérieur.** Les grès et les conglomérats qui se trouvent seulement à 4—5 m. au-dessous de la couche fossilifère représentent donc, fort probablement, tout au plus le Werfénien inférieur.

Les dépôts werféniens constituent le terme le plus constant de toute la série mésozoïque, car on les trouve, sous le même faciès, depuis le mont Arsurile jusqu'à l'extrémité méridionale du massif cristallin.

Des dépôts d'âge triasique supérieur, correspondant aux **calcaires de Hallstatt,** furent trouvés par HERBICH [1]) à la base du mur gigantesque du Hăghimaşul-Mare (1783 m). Parmi les fossiles ramassés MOJSISOVICS détermina:

[1]) F. HEREICH, Das Széklerland. Mitt. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt., Bd. V, pag. 82—86. Budapest, 1878.

Orthoceras lateseptum HAUER
Pinacoceras postparma MOJS.
— *subsimmetricum* MOJS.
Arcestes monticola MOJS.
— *juvavicus* MOJS.
— sp.
Tropites celticus MOJS.
— *Wulfeni* MOJS.
— *cf. pseudoaries* HAUER.
— *cf. superbus* MOJS.
— *cf. macer* MOJS.
— *cf. suavis* MOJS.
Phylloceras neojurense QUENST.
Trachiceras scaphitiforme HAUER.

À Curmătura, petit col entre les sommets Öcsém et Egyeskö, HERBICH trouva des calcaires rouges à *Tropites dacus* MOJS.

Jurassique. Le Lias apparaît, tout comme le Trias supérieur, en petits lambeaux isolés. Dans un lambeau, de ce geure, constitué par des schistes rouges, HERBICH[1]) trouva à Curmătura une faune assez riche. De nouvelles trouvailles [2]) portèrent le nombre des formes à 46:

Lagena sp.
Glandulina laevigata ORB.
Nodosaria multicostata ORB.
— (*Dentalina*) sp.
Frondicularia sp.

---

[1]) L. c., pag. 103—119.
[2]) ELEMER VADASZ. Geologische Beobachtungen im Perşani- und Nagy-Hagymas-Gebirge. Jahresber. d. k. ung. geol. Reichsanstalt. fur 1914. Pag. 279—280. Budapest 1915.

Nautilus Sturi Hau.
— *semistriatus* Orb.
Racophyllites ürmösensis Herb.
— *transsylvanicus* Hau. *var. dorsoplanata* Fuc.
Racophyllites lunensis Stef.
— n. sp.
Phylloceras cylindricum Sow. *var. complanata* Fuc.
— — — *var. Bielzii* Herb.
— *persanense* Herb.
— *leptiphyllum* Hau.
— sp. (*cf. Wähneri* Gemm.)
— *cf. tenuistriatum* Mgh.
— *plicatofalcatum* Gey.
— *cf. dubium* Fuc.
— nov. sp.
— sp. ind.
Lytoceras sp.
Ectocentrites Petersi Hau.
Psiloceras Johnstoni Sow.
— *cf. megastoma* Gümb.
Aegoceras anisophyllum Wähn.
— (*Microceras*) *planicosta* Sow.
Schlotheimia angulata Schl.
— *trapezoidole* Sow.
— *cf. trapezoidale* Sow.
— *marmorea* Opp.
— *cf. Charmassei* Orb.
— *cf. Donar* Wähn.
Arietites (*Echinoceras*) *raricostatoides* Vad.
— *longidomus* Qu.
— *cf. coregonensis* Sow.
— (*Arnioceras*) *mandax* Fuc. *var. rariplic.* Fuc.
— (*Coroniceras*) *bisulcatus* Brug.
— — *Sauzeanus* Orb.

Arietites Asteroceras cf. stellaris Sow.
— — *cf. Turneri* Sow.
— nov. sp.?
Imaegoceras crassiceps Pomp.
Atractites cf. italicus Mgh.
Belemites acutus Mill.
— sp.

Ces formes, communes pour la plupart à l'horizon à *Am. Bucklandi*, attestent l'âge liasique inférieur (**couches de Adneth**) des schistes rouges de Curmătura.

Dogger. Au lac Gylkos, le long de la route qui mène vers les gorges du Bicaz, apparaît une puissante série de grès calcaires compacts, presque noirs, qu'on attribue au **Bajocien**, car ils supportent des grès jaunâtres, ferrugineux, d'âge **bathonien.** Selon Jekelius [2]) ces grès contiennent:

Collyrites ovalis Leske
Terebratula sphaeroidalis Sow.
— *dorsoplicata* Suess.
— sp.
Waldheimia carinata Lam.
Rhynchonella spinosa Schl.
— *Ferri* Desh.
— *quadriplicata* Ziet.
Trochus sp. *aff. actaea* d'Orb.
Pleurotomaria cfr. physospira d'Orb.
— sp.
Alaria ornatissima Stol.
Lima (*Plagiostoma*) sp.

[1]) Der mittlere und obere Jura in Gebiet des Hăghimaşul-Mare. Bull. Sect. Sc. de l'Acad. Roumaine, VII Année, No. 7—10. Bucarest, 1922.

Lima sp. *cfr. Licetti* LBE.
— (*Limatula*) *gibbosa* MÜNSTER.
— (*Ctenostreon*) *pectiniformis* SCHL.
Modiola cuneata SOW.
Cucullaea cfr. clathrata LECKENB.
— sp.
Trigonia clavellata PARK.
Isocardia gibbosa MÜNST.
Pholadomya Murchisoni SOW.
— *crassa* AG.
— *ovulum* AG.
— *angustata* SOW.
Goniomya proboscidea AG.
Pleuromya jurassi BRONG.
— *tenuistria* MÜNST.
Gresslya gregaria ZIET.
Tancredia cfr. donaciformis LYC.
Phylloceras cfr. flabellatum NEUM.
— *Demidoffi* ROUSS.
Lytoceras sp.
Oppelia fusca OUENST.
Parkinsonia Parkinsoni SOW.
Stepheoceras rectelobatum HAUER.
Persphinctes aurigerus OPP.
Belemnites canaliculatus SCHL.
Phylloceras Kudernatschi HAUER.
— *mediterraneum* NEUM.
— *subobtusum* KUD.
Cosmoseras ferrugineum OPF.
Perisphinctes procerus SEEB.
Stephanoceras dimorphum d'ORB.
Pleurotomaria granulata SOW.

Des blocs extrêmement riches en fossiles apparaissent à l'extrémité orientale du lac.

Au-dessus des grès bathoniens suivent des radiolarites de couleur rouge et verte, probablement d'âge **callovien**, et ensuite les couches à *Am. Acanthicus*, qui supportent les puissantes masses de calcaires tithoniques.

Malm. La faune **des couches à Am. Acanthicus (Oxfordien)** contient, selon JEKELIUS[1]), les formes suivantes:

Belemnites sp.
Nautilus franconicus OPP.
— n. sp.
Phylloceras isotypum BENECKE.
— *saxonicum* NEUM.
— *ptychoicum* QUENST.
— *Manfredi* OPPEL.
— *Zignodianum* d'ORB.
— *polyolcum* BENECKE.
— *tortisulcatum* d'ORB.
Lytoceras polycyclum NEUM.
— *quadrisulcatum* d'ORB.
— *sutile* OPP.
— n. sp.
Haploceras fialar OPP.
— cfr. *jungens* NEUM.
— *tenuifalcatum* NEUM.
Oppelia tenuilobata OPP.
— n. sp. aff. *macrotella* OPP.
— *Strombecki* OPP.
— *Holbeini* OPP.
— *Erycina* GEM.
— *Kochi* HERB.
— *compsa* OPP.

[1]) L. c.

Oppelia pugilis NEUM.
— *nobilis* NEUM.
Cosmoceras nitidulum NEUM.
Perisphinctes plebejus NEUM.
— *metamorphus* NEUM.
— *oxypleurus* HERB.
— *acer* NEUM.
— *Ulmensis* OPP.
— *subpunctatus* NEUM.
Perisphinctes breviceps OUENST.
— *Lothari* OPP.
— *hospes* NEUM.
— *Hodiernae* GEM.
— *cfr. involutus* OUENST.
— n. sp.
— n. sp. *aff. danubiensis* SCHLOSS.
— sp. div.
Sutneria platynota REIN.
Simoceras teres NEUM.
— n. sp.
— sp.
Aspidoceras Rüpellense d'ORB.
— *Wolfi* NEUM.
— *acanthicum* OPP.
— *longispinum* SOW.
— *binodum* OPP.
— *bispinosum* ZIET.
— *Zeuschneri* ZITT.
— *Altenense* d'ORB.
— *circumspinosum* OUENST.
— *Uhlandi* OPP.
— *Beckeri* NEUM.
— *harpephorum* NEUM.
— n. sp.
Aptychus latus PARK.

Aptychus punctatus VOLTZ.
Ostrea sp.
Modiola tenuistriata MÜSNT.
— *Lorioli* ZITTEL.
— sp.
Isoarca rexata MÜNST.
Pleuromya tellina AG.
Neaera Lorioli NEUM.
Natica sp. div.
Pleurotomaria sp.
Terebratula janitor PICTET.
— *Bouei* ZEUSCH.
— *nucleata* SCHLOTH.
Metaporhinus Gümbeli NEUM.
Cidaris sp.

Des grès marneux contenant de belles pièces, se rencontrent dans les éboulis le long de la route qui va vers les gorges du Bicaz.

Enfin dans les calcaires tithoniques JEKELIUS décrit [1]):

Collyrites sp.
Cidaris sp.
Rhynchonella Asteriana d'ORB.
— *strioplicata* QUENST.
— sp.
Terebratula cfr. *Bauhini* ETALLON.
— *immanis* ZEUSCHNER.
— *formosa* SUESS.
— *cyclogonia* ZEUSCHNER.
— *isomorpha* GEMM.
— *bisuffarcinata* SCHLOTH.

[1]) L. c.

Terebratula beskidensis ZEUSCHNER.
— sp.
— *magasiformis* ZEUSCHNER.
Zeilleria cfr. *pseudolagenalis* MOESCH.
Dictyothyris reticulata SCHLOTH.
Unicardium sp.
Diceras sp.
Pecten moravicus REMES.
— *nebrodensis* GEMM. et DI BLAS.
— *subtextorius* MÜNST.
Lima (Plagiostoma) cfr. latelunulata BOEHM.
— *cfr. tithonia* GEMM.
Patella sp.
Prosopon Etalloni GEMM.

Les dépôts du Jura ssique ont un développement considérable seulement dans le bassin du Bicaz. Vers le Nord les grès calcaires du Dogger et les couches à *Am. Acanthicus* présentent des affleurements de quelque importance uniquement dans le massif de Chicera. Dans les massifs du Heghies, de Runcu et de Piatra-Comarnicului, ces représentants du Jurassique manquent ou sont réduits à des couches qui ne dépassent guère quelques mètres d'épaisseur. Quant au Bathonien et aux calcaires tithoniques, je n'en ai trouvé nulle trace dans le bassin de la Bistricioara. De tous les dépôts jurassiques, les radiolarites sont les plus constants et les plus répandus. On les retrouve, avec les mêmes caractères pétrographiques et la même éppaisseur, jusque dans le massif de Piatra-Comarnicului.

Crétacé inférieur. Dans le bassin du Bicaz les calcaires tithoniques passent, sans changement appré-

ciable de faciès, aux calcaires néocomiens à *Caprotines* et *Radiolites* qui forment la partie orientale des gorges.

Au-dessus des calcaires suivent des marnes sableuses à *Orbitolines* puis les conglomérats, qui représentent le terme le plus jeune du Synclinal externe. Dans les conglomérats on trouve assez souvent des intercalations de grès ou des marnes à *Orbitolines*.

Vers le Nord, dans le bassin de la Bistricioara, les calcaires sont presque entièrement remplacés par les marnes et les conglomérats. Ils sont représentes seulement par deux ou trois niveaux de blocs calcaires, intercalés dans les marnes et dans la partie inférieure des conglomérats.

La partie supérieue des ca'caires néocomiens et les dépôts qu'ils supportent sont très probablement d'âge aptien et correspondent aux dépôts analogues du Flysch.

Roches éruptives mésozoïques. HERBICH [1]) mentionne, dans le massif du Hăghimas, des mélaphyres amigdaloïdes et des Serpentines associées aux dépôts mésozoïques. D'après cet auteur, la mise en place de ces roches eut lieu dans le Trias supérieur où le Lias inférieur.

Dans les environs de T u l g h e ș j'ai trouvé les mélaphyres amigdaloïdes de HERBICH et des porphyrites diabasiques, toujours en association avec les grès calcaires du Bajocien. Néanmoins le développement tout à fait incomplet du Jurassique inférieur, ainsi que les fréquents dérangements tectoniques qu'on observe dans la région ne per-

[1]) L. c., pag. 91.

mettent pas de fixer la position exacte de ces roches dans la série mésozoïque.

Quant aux serpentines, il est fort probable que leur mise en place a eu lieu bien plus tard, car je les ai trouvées, dans la vallée du Bicaz, en contact avec les calcaires et les conglomérats aptiens.

Crétacé supérieur. Dans le massif de B e n e ş, près de la cote 1328, j'ai trouvé [1]) des grès gris à *Itieria abbreviata* PHIL. appartenant au Sénonien inférieur **(Couches de Gosau).** Ce sont des dépôts périphériques, de transgression, du Bassin Transylvain, comparables à ceux de J e d u l (Bucovine) de G l o d u (Moldavie) d'A r m e n i s (Ürmös, Transilvanie), etc.

IV. TECTONIQUE

À partir de la vallée du Bicaz, on remarque un soulèvement axial général du Synclinal externe, soulèvement qui se prononce de plus en plus lorsqu'on avance vers le Nord. Ainsi, tandis que dans les environs du lac G y l k o s le Werfénien se trouve à environ 1000 m d'altitude, sur le flanc Ouest du H e g h i e ş il s'élève à 1100 m pour passer, dans le massif A r s u r i l e au-dessus de 1200 m et disparaître ensuite, vu que les sommets de la région ne touchent plus l'altitude à laquelle devrait se trouver le Trias inférieur.

Les dépôts du Synclinal externe sont plissés et forment des écailles déversées vers l'Ouest, tout

[1]) I. ATANASIU, Cretacicul din Muntele Beneş. Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. al României, Vol. XI; pag. 189. Bucureşti, 1923.

comme les plis du Cristallin. Dans le massif du Hăghimaș on distingue nettement trois écailles semblables, entre lesquelles s'interposent des lames étroites de schistes cristallins. Dans les massifs isolés qui représentent le Synclinal au Nord de la Bistricioara et dans les monts Heghieș et Chicera ce fractionnement en écailles est encore plus prononcé (voir Pl. No. 12).

V. INDICATIONS SPÉCIALES

En remontant la vallée de l'Olt, depuis Tușnad vers le Nord, on traverse les bassins du Ciuc, ayant à gauche la suite de cônes volcaniques qui forment la chaîne éruptive néogène de Hârghita et à droite les monts du Bodoc et du Ciuc constitués par le Flysch infracrétacé.

À Delnița, sur le bord Est de la dépression du Ciuc supérieur, apparaissent les premiers affleurements du Cristallin des Carpates orientales; c'est l'extrémité méridionale de la masse cristalline qui émerge du Flysch. Si de Toplița-Ciuc on fait un détour sur la route qui passe par Delnița, Frumoasa et Gârciu, on peut voir le Cristallin et le Werfénien le long du chemin qui conduit aux anciens bains Bârzova, actuellement détruits. Le Cristallin est représenté par des micaschistes à grenats, communs dans l'auréole de contact des massifs granodioritiques.

À partir de Sândominic jusqu'aux abords du faîte séparant l'Olt du Mureș la route suit un ruisseau affluent de l'Olt dont la vallée est profondément creusée dans les calcaires cristallins et les chloritoschistes. Le faîte est également couvert par

des produits détritiques d'origine volcanique et par des graviers qui attestent qu'une partie de la haute vallée du Mureș a été captée par l'Olt (DE MARTONNE).

Jusqu'à Gheorgheni, la route longe le bord oriental de la dépression du Giurgeu. D'importantes masses de calcaires sont visibles à Voslab et à Valea Strâmbă.

En suivant la route qui conduit de Gheorgheni vers les gorges du Bicaz, on remonte le ruisseau Bekeni, dont la vallée est pratiquée dans les schistes cristallins de la zone supérieure.

Dès qu'on dépasse le faîte séparant le Mureș du Bicaz, on voit apparaître des micaschistes à grenats et des gneiss noduleux rouges, c'est-à-dire des roches appartenant à l'auréole de contact des massifs granodioritiques. Avant d'arriver au lac Gylkos on traverse deux écailles de dolomies werféniennes séparées par une étroite lame de gneiss rouge. L'écaille orientale supporte des grès calcaires schisteux et presque noirs, qui appartiennent probablement au Bajocien. Après le détour que fait la route pour passer sur la rive orientale du lac, des dolomies qui représentent la base d'une troisième écaille apparaissent de nouveau. Ces dolomies supportent les grès calcaires du Bathonien et ensuite toute la série du Jurassique et du Crétacé inférieur. Les grès fossilifères du Bajocien et les couches à *Am. acanthicus* se rencontrent comme blocs parmi les éboulis qui, voilà cent ans à peu près, ont obstrué la vallée du Bicaz et produit de la sorte le lac Gylkos.

De Gheorgheni à Ditrău on pourra remarquer les calcaires cristallins de Lazărea, d'une pureté remarquable.

En suivant la route qui va vers Tulgheș, on ren-

contre, avant de sortir du village Ditrău, une bande étroite de schistes cristallins coincés dans les syénites. Le terrain est couvert ensuite par des dépôts alluvionnaires et des produits volcaniques; et ce n'est qu'à 5 km. de Ditrău qu'on peut voir la syénite éléolithique, qui contient ici d'importants filons d'amphibolite et de ditroïte.

Les Dépôts volcaniques et le Pliocène couvrent ensuite le terrain jusque près de la ligne de faîte séparant le Mureș de la Putna, où l'on peut retrouver les syénites éléolithiques.

De Ditrău vers Toplița, la route traverse les Syénites et ensuite les produits clastiques d'origine volcanique qui apparaissent, le long de la route depuis le village de Sarmașu.

A remarquer à Toplița sur la rive gauche du Mureș les tufs calcaires déposés par une source thermale pont la température est d'environ 26° C.

Sur la route vers Borsec, on traverse, à Piatra-Piștii une coulée de lave très bien conservée. Sept kilomètres environ avant les premiers lacets de la route, apparaît le cristallin surmontant la couverture d'origine éruptive. Dans la boucle de la première serpentine on voit des roches porphyrogènes.

En montant vers la crête séparant le Mureș de la Bistricioara et en descendant vers Borsec on reste toujours dans les schistes cristallins de la zone supérieure, représentés presque exclusivement par des chloritoschistes à quartz. C'est seulement au faîte qu'on rencontre une petite surface couverte par des sables pliocènes reposant, vers le Sud, sur les dépôts volcaniques qui forment le sommet conique de Kerek (1294). Avant d'arriver à Borsec on traverse le bassin

pliocène dans lequel il existe une exploitation de lignite [1]).

Borsec [2]) est renommé, à juste titre, pour les nombreuses sources carbonatées qui s'y trouvent. Ces sources ont dépassé les masses importantes de tufs calcaires qu'on voit surtout le long de la route qui mène à Tulgheș.

En suivant cette route on rencontre, jusqu'à l'embouchure du ruisseau Valea-Seacă, presque exclusivement des chloritoschistes. À l'embouchure même et à Corbul-de-Sus existent deux masses de porphyres quartzifères. De cette localité on jouit d'une belle vue sur le massif mésozoïque — Arsurile. Jusqu'à Tulgheș les chloritoschistes contiennent d'importantes et nombreuses intercalations de roches porphyrogènes. Des filons lamprophyriques, traversant ces roches, sont bien visibles à Corbul-de-Jos.

À Tulgheș on voit, vers le Nord les massifs mésozoïques de Comarnic et de Runcu, et vers le Sud celui du Heghieș. A quelques kilomètres en aval de Tulgheș on touche le bord oriental du massif cristallin.

En remontant la vallée du Bicaz, depuis Valea Jidanului jusqu'à Bicazul Ardelean, on rencontre seulement les marnes calcaires de l'Hauterivien. Un km. en amont de l'embouchure du ruisseau Dămuc se trouve le contact du Cristallin de la crête de Dămuc avec le Flysch. Sur la ligne de

[1]) I. ATANASIU, Zăcămintele de lignit din Basinul pliocenic dela Borsec. Bucureşti 1924.

[2]) I. ATANASIU et E. LOBONTIU, Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec şi Bilbor. D. d. seamă ale şed. Inst. Geol. al României, Vol. IX (1920—1921), pag. 44—55.

apparaît ici une lentille de dépôts werféniens. À P i a t r a P â n ț ă r e n i l o r on rencontre les dolomies werféniennes, qui forment le bord oriental du Synclinal externe. Elles supportent probablement des dépôts jurassiques, cachés par les éboulements, puis les calcaires, les marnes et les conglomérats aptiens. Les conglomérats, très bien développés dans la vallée du Bicaz, marquent l'axe du Synclinal.

LA ZONE INTERNE DU FLYSCH
DANS LA RÉGION DES VALLÉES
DE LA BISTRICIOARA ET DU BICAZ

PAR

G. MACOVEI ET I. ATANASIU

(PLANCHES No. 12, 13 et 14)

On a pu voir dans l'aperçu général sur la géologie des Carpates Orientales, placé au commencement de ce guide, que dans le Flysch on peut très facilement distinguer deux zones, chacune avec une individualité stratigraphique et tectonique propre. Ce sont la zone interne ou infracrétacée et la zone marginale. Tandis que la zone interne est constituée uniquement par les dépôts du Crétacé inférieur, la constitution de la zone marginale comporte les formations du Crétacé supérieur et du Paléogène.

Entre ces deux zones, à partir de la région de la vallée de la Bistrița vers le Sud, une troisième zone vient s'intercaler; nous l'avons nommée zone médiane ou zone du Grès de Tarcău, parce qu'elle est formée par le grès désigné sous ce nom.

Les dépôts de cette troisième zone, là où elle existe comme telle, recouvrent la bordure interne de la zone marginale, ainsi que la bordure externe de la zone infracrétacée. De sorte que la limite entre les deux zones principales n'est pas visible dans ce

cas. Quelquefois le bord interne de la zone du Grès de Tarcău avance si loin à l'intérieur de la zone infracrétacée, qu'il arrive à recouvrir même les affleurements des formations les plus intérieures de cette zone.

La région dont nous allons brièvement exposer la géologie présente l'avantage de nous offrir, sur une certaine longueur la ligne de contact entre la zone interne et la zone marginale, bien découverte, et sur une autre la zone du Grès de Tarcău, qui cache cette ligne. De sorte qu'à ce point de vue cette région est une des plus instructives qu'on puisse rencontrer tout le long du Flysch.

La morphologie se fait remarquer dans toute la zone du Flysch de la Moldavie par le fait qu'ici l'on trouve une des plus hautes et des plus imposantes montagnes de toute cette province. C'est le massif conglomératique de Ceahlău, dont le corps gigantesque à flancs déchirés et escarpés, dans lesquels les érosions ont réussi à sculpter les formes les plus variées et les plus bizarres, a, de tout temps, non seulement attiré les touristes de tout le pays, mais il a inspiré des légendes fantastiques à l'imagination assez féconde de la population montagnarde.

En effet, cet sommet n'est pas trop élevé (il n'a que 1911 m., tandis que les Bucegi dépassent 2500 m.); mais par son contraste avec les montagnes environantes, aux dos arrondis, couverts de végétation, et d'altitude moindre, 1200—1300, elle prend des proportions imposantes. À la crête culminante, dont la longueur ne dépasse pas 4 à 5 km., viennent s'accoler de tous les côtés de puissants contreforts limités d'une manière très régulière, vers le Nord par la vallée de la Bistricioara, à l'Est par celle de la Bistriţa et au Sud par la vallée du Bicaz. Ce n'est

qu'à l'Ouest que le Ceahlău se raccorde avec les montagnes comprises entre la région de Tulgheș et la haute vallée du Bicaz.

Le reste de la région ne présente rien de particulier en ce qui concerne la morphologie.

Il faut seulement mentionner la fait que les vallées, qui sillonnent cette région, sont en général larges, à la flancs évasés, tant qu'elles traversent les formations crétacées. Sitôt qu'elle passent dans le grès de Tarcău, elles deviennent étroites et prennent le caractère de gorges.

Le meilleur, exemple nous est fourni par le Bicaz. Cette rivière traverse, à partir du village Dămuc jusqu'à Hămzoaia, seulement les formations crétacées. Sur tout ce trajet la vallée est large et le cours de l'eau si tranquille, qu'on dirait que la rivière approche du profil d'équilibre Dès qu'elle entre dans le Grès de Tarcău, son profil transversal change complètement. La vallée devient une véritable gorge et le cours de l'eau est toujours torrentiel et tumultueux.

Il en est de même, en proportions un peu plus grandes, pour la Bistrița. Jusqu'à Secul Buhalniței, tant qu'elle a eu à creuser dans le Crétacé, sa vallée est large; et à partir de ce point jusqu'à Straja, elle est, au contraire, très étroite.

STRATIGRAPHIE

Nous ne possédons que depuis quelques années des données précises sur la constitution géologique de cette région. C'est en 1920, que les auteurs de cet exposé, se livrant à une étude détaillée sur la géologie du bassin de la Bistrița, ont rédigé une

communication par laquelle ils ont fait connaître les caractères de la zone du Flysch en Moldavie [1]).

Parmi les ouvrages antérieurs à partir de HERBICH [2]) jusqu'à S. ATANASIU [3]), ceux de ce dernier seulement représentent les premières études sérieuses sur cette partie de la zone du Flysch. Mais comme l'examen de ces ouvrages ne présente aucun intérêt dans la circonstance présente, nous passerons à l'exposé stratigraphique.

Valanginien et Hauterivien. Non seulement que les dépôts de la zone interne, débutent ici par ces termes, mais la zone de leurs affleurements est très bien développée.

Adossée contre le Cristallin, dont la ligne de séparation suit le tracé indiqué sur la carte (planche No. 12), cette zone atteint une largeur d'à peu près 7 km. sur le versant Sud de la vallée de B i s t r i c i o a r a, pour s'amincir ensuite graduellement jusque dans la vallée du Bicaz, où elle est réduite à 3 kilomètres.

Dans la vallée de la B i s t r i c i o a r a, sa limite externe

---

[1]) G. MACOVEI et I. ATANASIU. La structure géologique de la vallée de la Bistriţa entre Pangaraţi et Bistricioara (Distr. Neamţ) C. R. S. Inst. Géol. Roum. T. VIII, 1920.

[2]) FR. HERBICH. Das Széklerland. 1878. pg. 180.

EM. C. TEODORESCU. Dare de seamă asupra excursiei geologice a elevilor Şcoalei Normale superioare din Iaşi sub conducerea d-lui Cobălcescu, 1888. Contimporanul, VI. 10.

N. PAIANU. Contribuţie la studiul judeţului Neamţu, Cap. II. Geol. Bul. Soc. Ing. şi Ind. de Mine din România 1900.

R. SEVASTOS. Observaţiuni asupra constituţiunii zonei de gres carpatic din jud. Neamţ, Iaşi, 1905.

C. BOTEA. Anuarul Biroului geologic. III 1885 (1888), pag. 52.

[3]) S. ATHANASIU. Raport asupra activităţii Inst. Geol. Rom. pe anii 1906—07 An. Inst. Geol. I, 1907, pg. XLI.

S. ATHANASIU. Idem de la 1 Aprilie 1908—1 Ianuarie 1910. Ibid. IV, 1910, pg. XVII.

suit le talveg de la rivière entre les orées des ruisseaux Grințișorul et Grințieșul. Elle coupe vers le Sud la Obcina-Boiștei, pour franchir le versant Ouest du Ceahlău en amont du Monastère Durău. De ce point elle contourne vers l'Ouest ce massif et reprend ensuite la direction Sud, pour atteindre le cours de Bicaz à l'orée de Păr. Chisirig.

Au point de vue du caractère des dépôts qui constituent ce terme, nous n'avons rien à remarquer de spécial. Toujours les mêmes marnes calcaires à intercalations de grès calcaires, traversés par de nombreuses veines de calcite. On n'a pas trouvé jusqu'ici des fossiles dans cette région; mais l'âge valanginien-hauterivien de la série des couches est assuré par la double circonstance, de l'identité de leur faciès pétrographique et de la continuité avec les dépôts dans lesquels nous savons déjà qu'on a trouvé des fossiles hauteriviens. Ce sont donc les mêmes Couches de Sinaïa, ou Couches à Aptychus, qu'on a vu sur la vallée de Prahova et dans le bassin supérieur de l'Olt.

Barrémien. Dans cette région, de même que dans le bassin de l'Olt, on trouve deux zones d'affleurements barrémiens, caractérisées chacune par un des faciès sous lesquels se présente cet étage. Elles sont séparées par une large bande de dépôts aptiens. La zone interne embrasse le faciès côtier représenté par des marnes schisteuses, sablonneuses, micacées, des grès calcaires pareils à ceux de la région de St.-Gheorghe et surtout des conglomérats, dont les éléments sont constitués en majorité par des galets roulés des Couches à Aptychus.

Cette zone suit parallèlement la zone de l'étage

précédent, mais avec une largeur moindre. Ainsi, dans la vallée de la Bistricioara, autant que dans celle du Bicaz, elle atteint à peine 1 km de largeur. Ce n'est qu'à la hauteur de Obcina Boiștei et ensuite dans les deux montagnes de Piatra-Sură et de Bâtca Neagră, que sa largeur peut monter jusqu'à 2 km. tout au plus. C'est également dans ces deux dernières montagnes, ainsi que dans le Dealul Chisirig, que les conglomérats prennent un développement tout à fait remarquable.

Au Nord et au Sud de cette région on ne trouve plus de conglomérats. Cela nous fait penser à l'existence, au temps du Barrémien, d'une crête émergeante (probablement un anticlinal) de la destruction de laquelle ont résultaté les éléments de ces conglomérats à développement local.

La zone externe du Barrémien est développée suivant le faciès des Schistes noirs que nous connaissons déjà. Par opposition à la précédente, celle-ci n'est pas une zone continue; elle se réduit à une série discontinue d'affleurements qui marquent la bordure extérieure de la zone interne du Flysch. Sur cette bordure, une zone de Schistes noirs qui a commencé en Bucovine, finit immédiatement au Nord de la région représentée par la planche No. 13, dans la vallée de Largu. Sur tout ce trajet elle est restée toujours en contact avec le Sénonien de la zone marginale, qu'elle chevauche par-ci par-là. Dans la colline Buba-Hangu, cette apparition est interrompue et elle ne se retrouve que sur son versant Est et dans la vallée du Hangu. Là est situé le hameau Audia, origine du nom de ces couches. Cette zone se continue vers le Sud jusqu'à Secu où elle disparait sous le grès de Tarcău.

Par conséquent, on peut voir jusqu'ici le contact direct entre la zone interne et la zone marginale.

Sur le bord interne de la zone du grès de Tarcău, qui s'individualise du même point vers le Sud, on constate également une bande interrompue de Schistes noirs. C'est la même bande que nous avons rencontrée dans le bassin supérieur de l'Olt.

Sur la bordure Ouest du Sénonien, on observe presque tout le long de son contact, soit avec la zone interne, soit avec celle du grès de Tarcău, des anticlinaux de schistes noirs, qui percent la couverture sénonienne.

Aptien. Les trois horizons qui constituent cet étage sont très bien représentés dans cette région. On peut même dire qu'il y a peu d'endroits dans toute la zone du Flysch où l'on puisse les distinguer si bien et suivre en même temps les passages de l'un à l'autre.

L'horizon inférieur est toujours bien développé sur les vallées. Il ne touche les parties culminantes qu'exceptionnellement et seulement le long des zones axiales anticlinales. C'est également dans cet horizon que se trouvent quelques blocs de calcaire à Caprotines tel que celui de Poiana Teiului ou celui du versant Ouest de la Buba.

Sur le versant Nord de la vallée du Bicaz à Chisirig, ainsi que dans un ravin, à Gura-Hangului, nous avons trouvé dans cet horizon, quelques exemplaires d'*Orbitolina conoidea*, et à Călugăreni, en face du confluent de la Bistricioara avec la Bistrița quelques fragments de *Hoplites* et un exemplaire d'*Aptychus*.

L'horizon supérieur conglomératique, est cantonné uniquement sur les crêtes et les sommets, et toujours dans les axes des synclinaux. Toute la partie culminante de Ceahlău est constituée par les conglomérats. C'est dans ce massif que s'intercalent, dans

l'horizon conglomératique, deux trainées de klippes de calcaire à Caprotines, comme reste des anciens récifs.

L'horizon moyen-gréseux occupe une position intermédiare entre les deux précédents.

La zone d'affleurement des dépôts aptiens est très large, plus large que celle de toutes les autres zones à la fois. Du côté interne, elle suit le bord de la zone du Barrémien à faciès interne; du côté externe, elle touche parfois le Sénonien, mais d'habitude elle est limitée par les apparitions des Schistes noirs, ou bien, et plus rarement, par le bord du grès de Tarcău. Cela fait que dans notre région et au Nord de Isvorul Alb, sa largeur est comprise entre 8 et 9 km. et descend ensuite graduellement vers le Sud, pour atteindre, le long de la vallée du Bicaz, 6 ou 7 kilomètres.

Par les formations aptiennes, la série des dépôts de la zone interne du Flysch, est close.

Dans notre région, à côté des formations de cette zone, ou rencontre encore les dépôts de la zone du Grès de Tarcău, considéré auparavant comme faisant partie de la même zone interne et que nous considérons comme une zone médiane indépendante.

Éocène. Bien que les formations qui constituent cette zone passent, incontestablement, dans leur partie supérieure à l'Oligocène, on considère, en pratique, toute la série comme appartenant à l'Éocène.

Dans notre région, cette série est nettement transgressive sur le Crétacé. Elle s'appuie, soit sur le Sénonien, soit sur l'Aptien, soit sur le Barrémien. Il n'y a, peut être, aucune autre région où l'on puisse si bien reconnaître ce fait.

À la base, il existe toujours un horizon d'une épaisseur dépassant 100 mètres, qui est constitué par des

grès calcaires, bleuâtres, très durs, très compacts et à veinules de calcite, associés au grès schisteux à structure curbicorticale et aux marnes verdâtres. On trouve aussi des lits minces de conglomérats menus à éléments verts, associés aux grès calcaires. D'habitude, ces conglomérats, qui ressemblent aux conglomérats sénoniens, contiennent des petites *Nummulites*.

Avec ces caractères on trouve l'Éocène sur la bordure Ouest de la zone. Sur la bordure Est, les intercalations marneuses prennent un aspect qui rappelle celui des schistes dysodiliques de l'Oligocène, et alors, elles sont associées à des grès jaunâtres, toujours calcaires, sans veines de calcite, et à zones d'altérations caractéristiques. Les marnes sont riches en Fucoïdes.

Au-dessus de cet horizon, suit en concordance et en continuité parfaite, l'horizon du grès de Tarcău, avec des caractères pétrographiques pareils à ceux que nous avons esquissés dans l'Aperçu général que nous avons fait sur les Carpates. En dehors du grès micacé, si caractéristique, disposé, soit en bancs très épais à aspect massif, soit dans des couches plus minces, il y a des endroits où l'on constate, des intercalations de marnes vertes et rouges, pareilles à celles de la zone marginale, comme c'est le cas pour la vallée du Bicaz, ou bien des marnes grises, argentées, qui rappellent certaines marnes sénoniennes. Dans un seul endroit, sur la rive gauche de la Bistrița, en face du pavillon du domaine de la Couronne à Bicaz, on trouve des marnes finement schisteuses, brun-chocolat, presque des schistes dysodiliques. Dans ces marnes, on trouve des traces de squeletes de Poissons.

L'aire d'étendue des formations que nous avons placées dans l'Éocène, est telle qu'elle est figurée sur les cartes ci-jointes (planches No. 14 et 15).

Terrasses. Pour compléter ce bref apeçu stratigraphique sur la région que nous considérons, il nous reste à mentionner l'existence des terrasses de la Bistrița, accrochées sur les flancs de la vallée à différentes altitudes.

Au point de vue de leur situation actuelle, par rapport au niveau de la rivière, on peut les classer en trois groupes, à savoir:

Le groupe des terrasses supérieures, situé à des altitudes à partir de 150 m. au-dessus du niveau de la rivière. La plus haute est représentée par le lambeau de 280 m. sur le D. Călugăreni, au confluent de la Bistricioara. Au-dessous de lui, toujours sur le même flanc, il existe un autre lambeau de 150 m. A l'extrémité de la colline Bofu, sur le flanc opposé de la vallée de la Bistricioara, il y a aussi un lambeau de terrasse de 150 m. À Gura-Hangului, on recontre une terrasse de 175 m, à Isvorul Alb, il y en a deux, 230 m. et 150 m., à Isvorul Muntelui, une de 190 m. et à Straja une de 150 m. au-dessus du niveau actuel de la rivière.

Le groupe des terrasses moyennes, situées à des hauteurs variant entre 40 et 90 m., est représenté par divers lambeaux qui accompagnent d'un côté et de l'autre la rivière.

Enfin, les terrasses inférieures, qui montent jusqu'à 20 m. au-dessus du niveau de l'eau, se sont conservées presque continuellement le long de la rivière.

APERÇU TECTONIQUE

De ce que nous avons dit sur les caractères stratigraphiques de la région qui nous préoccupe, et de ce que nous savons pour toute la région du Flysch,

il ressort clairement, qu'ici nous sommes encore en présence de deux cycles qui composent la série du Flysch: le cycle infracrétacé, qui finit par l'Aptien, et dont les dépôts constituent à peu près toute notre région, et le cycle sénonien-paléogène, dont les formations tombent en dehors de notre région. C'est seulement avec une partie de ces formations, que ce second cycle l'emporte sur le premier. Un grande lacune stratigraphique sépare les deux cycles.

Il y a donc lieu de considérer séparément l'arrangement tectonique des deux groupes de formations correspondant à ces cycles.

La tectonique du premier cycle correspond à celle de la zone interne du Flysch, dont les caractères généraux le long du Flysch nous sont déjà connus (Voir l'Aperçu géol. de ce Guide). Il s'agit de considerer ici quelques détails d'ordre local.

En ce qui concerne le contact de cette zone avec le Cristallin, nous aurons à retenir les détails suivants:

Le contact du Flysch se fait ici avec la bande Cristalline externe qui de ce côté flanque la cuvette mésozoïque, constituant l'«Aussenflügel» de UHLIG, ou ce que nous avons appelé la crête de Dămuc.

A partir, donc, du confluent du Dămuc avec le Bicaz jusque dans la vallée de la Bistricioara à l'embouchure du Pârâul Pintecu, la ligne de séparation entre le Flysch et le Cristallin se dessine en plan, comme un ligne droite, quoiqu'elle traverse une région à reliefs très accidentée. C'est que sur tout ce trajet, le plan de contact entre les deux unités est à peu près vertical. Si on le poursuit dans ces détails on constate en effet des déviations de la position de ce plan d'un côté et de l'autre de la ver-

ticale, telles qu'on peut les voir dans les coupes représentées par les fig. 2 et 4 de ce Guide.

Mais l'affaissement du Flysch par rapport au Cristallin est évident.

À partir de la vallée de la Bistricioara vers le Nord, le caractère de ce contact change. La même ligne limite, dessine sur la carte des angles rentrants sur les vallées, indiquant nettement le chevauchement du Cristallin sur le Flysch. Le caractère de ce chevauchement se prononce dans la vallée même de la Bistricioara, atteignant entre cette vallée et le Pâr. Grințieșul une amplitude d'environ 2 km. En continuation vers le Nord, le contact garde le même caractère, mais d'après ce que nous connaissons, c'est ici que le chevauchement atteint le maximum d'intensité.

La tectonique de la zone des affleurements valanginiens-barrémiens n'offre rien de particulier. Toutes les fois que les dépôts respectifs sont découverts, on constate des plis serrés, très irréguliers, jetés vers l'extérieur, bien qu'il y ait des cas où ils sont jetés aussi vers l'intérieur. Il est impossible de poursuivre le développement de ces plis en sens longitudinal parmi des formations à caractère pétrographique si uniforme et dans une région tellement recouverte par la végétation, comme sont d'ailleurs toutes les régions carpatiques.

C'est seulement dans la zone aptienne, grâce à la constitution pétrographique des horizons supérieurs de cet étage, qu'on peut reconnaître l'existence et le développement de quelques plis. D'ailleurs, toute cette zone constitue un grand synclinal dont les flancs reposent sur le Barrémien.

Ainsi, la partie culminante du Ceahlău correspond à un synclinal, dans l'axe duquel se sont

consservés, non seulement les grès, mais même les conglomérats aptiens.

C'est le synclinal de Ceahlău.

Il s'étend de la vallée du Bicaz, de la région de Chisirig comprenant les sommets de Vf. Arșiței et Vf. Negrei, ensuite la partie centrale du Ceahlău, pour descendre dans la vallée du Schitu, en amont de son confluent avec la Bistrița. La continuation vers le Nord, est indiquée par l'apparition des grès et des conglomérats aptiens à Poiana-Teiului.

À l'Ouest de ce synclinal, se dessine l'anticlinal de la Piatra-Sură, dont la voûte est formée par les conglomérats aptiens, tandis que dans son noyau, apparaissent les conglomérats barrémiens, redressées jusqu'à la verticale.

Le flanc Ouest de cet anticlinal est faillé et légèrement chevauché par les dépôts hauteriviens. D'ailleurs, une tendance de chevauchement de l'Hauterivien sur le Barrémien et de celui-ci sur l'Aptien, se manifeste entre la vallée du Schitu et celle de la Bistricioara.

Vers l'Est, un anticlinal étroit sépare le synclinal du Ceahlău d'un autre synclinal plus étroit que celui-ci, mais tout aussi bien marqué.

C'est le synclinal de Ciribuc.

Les grès aptiens qui se sont conservés dans ce synclinal, constituent une bande, qu'on peut facilement suivre à partir de Floarea, dans la vallée du Bicaz, jusqu'à proximité de Gura-Largului, où elle disparaît un instant pour réapparaître et se continuer plus loin vers le Nord. Dans l'axe de ce synclinal, avec les flancs fortement redressés, on trouve, conservés de place en place, des restes de conglomérats de l'horizon supérieur.

À l'Est de ce synclinal, suit une zone de dépôts crétacés, assez large au Nord de la vallée de Secu, plus étroite au Sud de cette même vallée. La tectonique de détail ressemble partout à celle de la zone des Couches de Sinaïa. Ce sont toujours les mêmes plis, serrés et irréguliers, qu'on y retrouve. Vers le bord extérieur de cette zone, on remarque un soulèvement général des dépôts crétacés, car dans les noyaux des plis aptiens, apparaîssent les Schistes Noirs barrémiens. Et tout près de ce bord, jusqu'au contact avec le Paléogène et surtout avec le Sénonien, ce sont presque seulement ces Schistes Noirs qui affleurent.

Le caractère tectonique de la ligne de contact de la zone interne du Flysch avec le Sénonien de la zone marginale,peut-être examiné à partir de Isvorul Alb, vers le Nord. Sur tout le trajet de cette ligne, même jusqu'en Bucovine, ce sont presque toujours les Schistes noirs barrémiens qui prennent contact avec le Sénonien. Les marnes aptiennes touchent plutôt exceptionnellement le Crétacé inférieur, comme c'est, le cas par exemple, du versant Ouest de la Culmea Buba.

Tel qu'il serait le terme du Crétacé inférieur qui vient en contact avec le Sénonien, un important accident tectonique sépare ces deux unités. D'habitude, il se traduit par un chevauchement court de l'Infracrétacé sur le Sénonien. En face de ce plan de chevauchement, la bordure interne du Sénonien est presque toujours transpercée par des recouvrements du Crétacé inférieur. Ce sont des plis qui descendent en escalier sous la zone sénonienne, également descendue par rapport à la zone interne. Il sont plus fréquents dans notre région à partir du commencement de la zone du grès de Tarcău vers le Sud,

apparaissant toujours dans les endroits où l'érosion a été plus active, comme à Cârnu et à Straja.

En général, les caractères du contact de la zone interne du Flysch avec la zone marginale rappellent les mêmes caractères de contact du Cristallin avec le Flysch.

À partir de la vallée du Secu, vers le Sud, se dessine la zone du grès de Tarcău. Le caractère transgressif de cette unité apparaît très nettement à son extrémité Nord, où l'on voit l'Éocène reposant soit sur le Sénonien, soit sur les deux derniers termes du Crétacé inférieur.

Le contact de notre zone avec la zone du grès de Tarcău dans cette région est normal. Il n'existe aucun dérangement tectonique entre les deux unités.

C'est seulement sur le bord externe de la zone du grès de Tarcău, que les marnes et les grès schisteux de la base de cette série, ont été partiellement laminés, de sorte que les grès en bancs de l'horizon supérieur paléogène, touchent directement, soit les marnes sénoniennes, soit les Schistes Noirs barrémiens.

La tectonique de la zone même du grès de Tarcău n'offre rien de particulier. Ce sont des plis réguliers, assez serrés, qui se succèdent presque uniformément d'un bord à l'autre de la zone.

La coupe de la vallée du Bicaz est des plus instructives à ce point de vue.

INDICATIONS SPÉCIALES.

En descendant la vallée de la Bistricioara, à partir de Tulgheș et à environ 5 km. de cette localité, on franchit la limite entre le Cristallin et le Flysch. Sur

le versant droit de la vallée, elle coïncide avec le talveg du ruisseau Pintecu. Sur le versant gauche, la limite contourne la montagne de Măgura-Prisecani (Măgura-Hangului sur la carte), pour passer dans la vallée du ruisseau Grințieșul. Il n'y à pas d'affleurement où l'on puisse voir le contact direct entre les deux unités.

À partir de ce point, jusqu'à Grințieșul-Mare, des deux côtés de la vallée, apparaîssent les Couches de Sinaïa, avec les mêmes caractères que nous avons reconnus dans la vallée de Prahova.

À Grințieșul-Mic, on travers la zone des Schistes et des grès barrémiens, pour pénétrer ensuite dans la zone des marnes aptiennes.

L'aspect de la vallée est uniforme et monotone. Obcina-Boiștei, qui nous accompagne sur notre droite, nous cache la vue du Ceahlău. À quelques détours de la route, on aperçoit, en arrière, le bonnet mésozoïque de la Măgura-Prisecani.

À la jonction de la Bistricioara avec la Bistrița, en marge du village Călugăreni, apparaissent les marnes et les grès calcaires, aptiens dans lesquels on a trouvé des impressions et des fragments de *Hoplites*. Sur la croupe qui monte vers le N-O, il existe un lambeau de terrasse à 280 m. au-dessus du niveau de la rivière. C'est d'ici qu'on a une première vue sur le Ceahlău. La traversée de la zone aptienne jusqu'à Gura-Hangului n'offre rien de particulier. Dans les ravins qui descendent de la direction du Vf. Oușoru, les marnes aptiennues contiennent de rares exemplaires d'*Orbitolina lenticularis*.

On quitte un instant la grande route, pour monter la vallée du Hangu jusqu'à Audia. Sur notre droite nous aurons toujours des Schistes noirs, les mêmes que nous avons vus à Covasna en Transylvanie; ils

offrent ici des intercalations de marnes rouges que nous n'avons pas eu l'occasion de voir jusqu'ici. Le contact avec le Sénonien est tout près, mais on ne peut pas le voir directement, à cause des glissements de terrain si fréquents et si caractéristiques surtout pour les marnes sénoniennes.

On retourne à la grande route. À partir de ce point, la rivière a profité des formations marneuses qu'elle a traversées, pour se creuser une large vallée. Sur le versant gauche gisent des marnes sénoniennes, où on trouve de nombreux *Inoceramus*. Sur le versant droit, les Schistes Noirs, sur lesquels est plaquée une langue de dépôts éocènes, se continnuent jusqu'à Secu.

Les caractères du Sénonien dans le faciès des marnes à fucoïdes, que nous rencontrons pour la première fois, peuvent être étudiés à Buhalnița, spécialement dans un torrent qui fait toujours des ravages. Dans les matériaux du cône de déjection, on a d'habitude la chance de trouver quelques fragments d'*Inoceramus* collés sur des plaques de grès.

À Isvorul-Alb, on peut examiner la superposition de l'Éocène sur les Schistes Noirs. C'est à quelques kilomètres plus bas, au pont de Poenari, que l'on peut facilement étudier les caractères de l'Éocène de l'horizon inférieur dans la zone du grès de Tarcău.

Mais avant d'arriver à ce point et dès qu'on a contourné la terrasse qui s'interpose entre Isvorul Alb et Secu, on a une très belle vue sur le Ceahlău.

À partir de Poenari, on s'engage dans la zone du grès de Tarcău et la vallée devient très étroite.

C'est à Cârnu, où la vallée devient de nouveau large, que la rivière s'échappe un instant de cette

zone, C'est dans cet endroit où la limite de la zone interne du Flysch se confond presque avec celle du grès de Tarcău, qu'apparaissent dans la zone sénonienne plusieurs anticlinaux de Schistes Noirs.

A un km. en amont de l'embouchure de Isvorul Muntelui, on rentre dans la zone du grès de Tarcău. Ici, au point où la vallée atteint sa moindre largeur, on a projeté un barrage de la rivière.

La route continue à descendre dans la zone du grès de Tarcău jusqu'à Straja, où elle entre définitivement dans la zone marginale proprement dite. Sur tout ce trajet, les affleurements se succèdent assez fréquemment.

À partir de Bicaz, une autre route monte la vallée de la rivière Bicaz pendant quelques dizaines de km., jusqu'aux gorges de la rivière, là où s'est arrêtée la route qui partait de Gheorghieni.

Cette route nous offre aussi une coupe complète de la zone interne du Flysch.

Ainsi, entre Bicaz et Hămzoaia, on travers normalement une partie de la zone du grès de Tarcău. Cette vallée étroite, à cours d'eau tumultueux et torrentiel, nous offre un exemple des plus typiques des vallées traversant cette zone. En même temps, le grès de Tarcău apparaît ici avec tous ses caractères. Au bord interne de cette zone, les grès calcaires à *Nummulites* de son horizon inférieur, s'appuient, à Hâmzoaia, sur les Schistes Noirs.

Plus loin, en amont, on ne rencontre que les marnes aptiennes, où elles apparaîssent avec leurs caractères typiques.

À Neagra, on peut toucher les grès aptiens, et sur cette vallée, on aperçoit au dernier plan les parois et les tours escarpés de l'horizon conglomératique, constituant l'extrémité Sud du Ceahlău. On peut

même y distinguer, si l'atmosphère est claire, quelques blocs de calcaires à Caprotines.

À l'endroit de l'ancienne douane, on peut examiner le faciès interne du Barrémien, c'est-à-dire, les schistes, les grès et les conglomérats.

On pénètre ensuite dans la zone des Couches de Sinaïa, qui se continue jusqu'à Dămuc, où on peut toucher directement le contact du Flysch avec la zone Cristallino-mésozoïque.

LA ZONE MARGINALE DU FLYSCH
DANS LA PARTIE INFÉRIEURE DU
BASSIN DE LA BISTRIȚA

PAR

S. ATHANASIU, G. MACOVEI ET I. ATANASIU

Nous considérons, en Moldavie, comme zone marginale du Flysch, la bordure externe (orientale) des Carpates, dans laquelle existent, comme formations caractéristiques: l'Oligocène du type marginal (schistes bitumineux) à ménilites, grès de Kliwa) et le Sénonien.

Les dépôts de ces formations, inconnus jusqu'à présent dans la Zone interne, apparaissent rarement dans la Zone néogène, surtout sur son bord oriental, dans l'axe des anticlinaux les plus dignes d'attention (ex. Petricica, près de Bacău).

Vers l'Ouest, la zone marginale est limitée par une ligne tectonique importante, le long des laquelle elle est chevauchée par la zone interne. Cette ligne de contact entre les deux Zones, n'est visible en Moldavie que depuis Buhalnița vers le Nord, car vers le Sud elle est recouverte par un grand synclinal de dépôts paléogènes (grès de Tarcău), qui est installé sur son emplacement. En raison de ce phénomène, on trouve en réalité, dans toute la Moldavie centrale et méridionale, dans le Flysch crétacé et paléogène, les trois zones suivantes:

La Zone du Crétacé inférieur.

La Zone du Grès de Tarcău.

La Zone marginale.

Nous avons déjà discuté plusieurs fois la position tectonique qu'il faut assigner à la Zone du grès de Tarcău, et nous avons conclu qu'elle appartient plutôt à la zone interne (béskide). C'est d'ailleurs la répartition que faisaient aussi UHLIG, S. ATANASIU, et en partie, MRAZEC et I. P. VOITEŞTI.

Dans la portion du Flysch qui fait l'objet de la présente étude, c'est-à-dire dans la vallée de la Bistriţa, entre Piatra-Neamţ et Straja, c'est justement ce dernier cas qui se présente: nous ne pouvons pas constater le contact entre la Zone marginale et la Zone interne, tel que nous le voyons par exemple à Hangu, car il est couvert par le grès de Tarcău; la Zone marginale est donc visible seulement en partie dans cette région.

Vers l'Est, la zone marginale forme des plis déversés et couchés sur les dépôts miocènes de la zone externe des Carpates, couvrant visiblement ces dépôts sur plusieurs kilomètres de largeur.

À Piatra-Neamţ, la bordure frontale de la zone marginale se dessine nettement visible dans la topographie par la proéminence des massifs Cozla (670 m). et Cernegura (852 m), qui s'élèvent de 200—350 m. au-dessus de la Zone externe, dont les parties les plus élevées atteignent à peine 500 m. d'altitude.

De Piatra jusqu'à Straja, sur une largeur de 17 km., la Zone marginale montre une succession de crêtes, lignes de faîte entre les affluents de la Bistriţa, dont l'altitude moyenne varie entre 800 et 1000 m. Les proéminences les plus remarquables sont constituées en certains cas par les grands anticlinaux, dans l'axe desquels apparaissent l'Éocène et le Sénonien (Cernegura), mais le plus souvent par les synclinaux de grès de Kliwa (Simon 989).

Comme conséquence de ce dernier fait, on voit beaucoup de vallées latérales, affluentes de la Bistrița, occuper des positions anticlinales: Doamna, Agârcia, Vaduri, Bisericani.

À Straja, la vallée de la Bistrița devient étroite et des rapides tourmentent l'eau de la rivière; les sommets de Cozmița (1019) Hermanul (1228), qui s'élèvent de 600 à 850 m. au-dessus du lit de la rivière et dépassent de 200 à 300 m. l'altitude moyenne de la Zone marginale, marquent le commencement de la Zone du grès de Tarcău.

I. STRATIGRAPHIE

Pour la zone ainsi définie, on connaît encore dans le bassin de la Bistrița, en dehors du Sénonien et de l'Oligocène que nous avons déjà mentionnés, le Crétacé inférieur et l'Éocène. Tenant compte de toutes les séparations qu'on est arrivé à faire jusqu'à présent dans ces dépôts, on peut établir le tableau stratigrapgique suivant pour la Zone marginale:

Barrémien. Développé dans le faciès des couches d'Audia, dont nous nous sommes déjà occupés [1]) il apparaît dans la zone marginale du Flysch, aux environs de Piatra-Neamț, sous forme de petits percements anticlinaux dans le Sénonien.

En dehors des affleurements marqués sur la carte, il en existe peut-être aussi d'autres, difficiles à trouver, vu le caractère couvert de la région; nous avons en effet rencontré des blocs provenant de ce complexe

---

[1]) Voir page 66.

TABLEAU CHRONOLOGIQUE DES DÉPÔTS DU FLYSCH MARGINAL MOLDAVE

<table>
<tr><td rowspan="4">Oligocène</td><td>Chattien</td><td>Grès de Kliwa</td></tr>
<tr><td>Rupélien</td><td>Schistes bitumineux à ménilite</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Lattorfien</td><td>Couches de Bisericani</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Couches de Şoimu, Tg. Ocna et Doamna à Nummulites Intermedius-Fichteli et Nummulites Boucheri</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Éocène</td><td>Ludien</td></tr>
<tr><td>Bartonien</td><td>Lacunes partielles dans la Zone marginale.</td></tr>
<tr><td>Auversien</td><td rowspan="2">Calcaires remaniés dans les congl. oligocènes à Nummulites perforatus, Lucasanus, distans, cusvispira.</td></tr>
<tr><td>Lutétien</td></tr>
<tr><td>Paléocène</td><td></td><td>Lacunes partielles ?</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Sénonien</td><td>Danien</td><td rowspan="3">Marnes calcaires à Inoc. balticus et Salisburgensis.</td></tr>
<tr><td>Maestrichtien</td></tr>
<tr><td>Campanien</td></tr>
<tr><td>Santonien</td><td rowspan="2">Couches de Tisaru</td></tr>
<tr><td>Coniacien</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Mésocrét.</td><td>Turonien</td><td rowspan="3">Lacune générale dans le Flysch des Carpates orientales</td></tr>
<tr><td>Cénomanien</td></tr>
<tr><td>Gault</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Infracr.</td><td>Aptien</td><td>Lacune dans le Flysch marginal moldave</td></tr>
<tr><td>Barrémien</td><td>Couches de Audia.</td></tr>
</table>

dans l'affluent gauche du petit ruisseau sur lequel se trouve le monastère de Bistriţa.

Sénonien. Dans le Sénonien de la zone marginale, on peut distinguer en Moldavie deux subdivisions :

Couches de Tisaru à la partie inférieure et

Couches à *Inocérames* à la partie supérieure.

Les couches de Tisaru, qui apparaissent quelquefois à la base des écailles formées par les couches à Inocérames, sont constituées par des argiles vertes, tachées de rouge ou parfois rouges tachées de vert, dont la schistosité est plutôt écailleuse, de sorte qu'elles ne peuvent être détachées en morceaux plus grands. Entre ces marnes apparaissent, comme intercalations constantes, des couches de quelques centimètres d'épaisseur de grès siliceux très fins, parfois même d'aspect vitreuex, durs, de couleur verte et à cassure prismatique. Tout le complexe est extrêmement pauvre en calcite. Il est rare qu'on puisse observer quelque mince fissure cimentée avec ce minéral. Des hiéroglyphes, très variés comme forme, sont visibles sur les faces de contact entre les marnes et les grès. Les fucoïdes sont absents. Quelquefois, nous avons observé, à la partie supérieure de ce complexe, occupant une position intermédiaire entre les couches de Tisaru et les couches de Hangu, un grès grossier de couleur grise qui par endroits contient, épars dans sa masse, des éléments conglomératiques, lesquels peuvent avoir jusqu'à 3—4 cm. de diamètre, constitués, entre autres, par des roches vertes du type dobrogéen. Ces grès, assez caractéristiques, enferment presque toujours des restes organiques (débris d'*Ostrea*, spicules d'*Echinides*, *Bryozoaires*, etc.). Ce sont les conglomérats les plus anciens connus jusqu'à présent, dans lesquels apparaissent les éléments verts dobrogéens.

Il n'existe aucun document paléontologique qui puisse nous permettre de préciser l'âge de ces cou-

ches. En nous basant seulement sur les rapports stratigraphiques, nous avons conclu qu'elles doivent appartenir au Sénonien inférieur, dont la présence dans le Flysch moldave est d'ailleurs prouvée par un *Desmoceras cf. Ponsianum.* S. ATHANASIU, avait trouvé ce fossile remanié dans les conglomérats éocènes de Sărata, près de Piatra-Neamț.

Les marnes rouges et vertes du Sénonien inférieur sont connues dans les Carpates moldaves depuis HARBICH [1]) qui les classait dans le Crétacé supérieur (Jüngerer Kreide Karpathensandstein).

S. ATHANASIU [2]) introduit le nom de **«Couches de Tisaru»**, pour un complexe constitué par des couches de silex rouges, verts et noirs avec intercalations de marnes noires qui apparaissent à la base du Sénonien supérieur dans la vallée de Putna, en amont de l'embouchure du ruisseau Lepșa, au flanc du mont Tisaru.

Son opinion est, qu'elles pourraient représenter un équivalent des couches de Audia (Barrémien). Leur constitution pétrographique les rapproche pourtant sensiblement des dépôts que nous attribuons au Sénonien inférieur.

Plus tard, G. MACOVEI et I. ATANASIU [3]) les ont décrites dans les vallées de Bistrița et de Oituz, en les considérant d'âge sénonien inférieur.

Couches à Inocérames. Le constituant fon-

---

[1]) Das Széklerland. Mit. d. Jahrbuch d. k. ung. geol. Anstalt. Bd. V. pag. 218. Budapest 1878.

[2]) Raport asupra activității Inst. Geol. dela 1 Aprilie 1908 la 1 Ian. 1910, pag. XXXI, București 1913.

[3]) Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. al României, Vol. VIII, pag. 75. București 1925.

Dări de seamă al șed. Inst. Geol. al României, Vol. XI, pag. 32—34. București 1923.

damental de ces couches est fait de marnes calcaires grises (marnes à ciment) très riches en *Fucoides*. Entre les marnes on rencontre toujours des intercalations, plus ou moins importantes, de grès généralement calcaires, et plus rarement de calcaires marneux.

Les marnes sont quelquefois assez calcaires; elles sont alors de couleur gris-calcaire et leur cassure est conchoïdale. Entre les fucoïdes on trouve assez souvent *Caulerpites Lehmanni* FUCHS et *Taonurus cf. Briantheus* C. v. FISCLER O.

Parfois les dépôts marneux, plus pauvres en calcite, peuvent former des couches alternes gris-clair et gris-foncé, de quelques centimètres d'épasisseur, couches qui donnent un aspect rubané, bien visible surtout dans les rigoles creusées par les torrents, où les couches sont humides.

Enfin, assez souvent, surtout cers le bord interne de la zone marginale, les marnes peuvent contenir des intercalations de couleur rouge-cerise, violacée et même verdâtre.

Les grès qui apparaissent comme intercalations dans les marnes sont, le plus souvent, des grès calcaires à grain fin et de couleur gris-foncé sur cassure fraîche. Ils forment des bancs dont l'épaisseur varie de quelques centimètres jusqu'à un mètre, et presque toujours les interstices sont remplis de calcite parfois assez bien cristallisé. Des hiéroglyphes, de dimensions et de formes très variées, sont toujours visibles sur les surfaces de contact avec les marnes.

En connexion avec ces grès, il faut mentionner une marne gréseuse, assez poreuse, de couleur grise, qui donne l'impression d'un tuf volcanique.

D'autres intercalations sont formées par des grès schisteux assez micacés sur les faces de stratification.

Sur ces mêmes faces, qui sont parfois irrégulièrement courbées, (surfaces curbicorticales), on peut rencontrer des fragments de plantes incarbonisées.

Les calcaires marneux de couleur grise ou «café au lait», se trouvent associés aux marnes rouges. Leur grain est très fin, de sorte qu'ils rappellent assez bien les calcaires lithographiques et forment des bancs de 10 à 30 centimètres d'épaisseur.

Enfin, comme intercalations intéressantes, il faut mentionner les petits lits de conglomérats verts, épais seulement de quelques centimètres, qui se trouvent ordinairement sur les faces des grès calcaires; parmi les éléments de ces conglomérats on trouve parfois des fragments d'*Inocéramus*.

Considéré en général, le Sénonien supérieur est plutôt marneux. Dans certains cas portant, surtout vers la partie supérieure du complexe, les intercalations gréseuses peuvent prendre un développement assez important.

La première indication sur l'existence du Sénonien dans le Flysch marginal moldave, est un *Icoceramus* assez mal conservé, trouvé par MRAZEC[1]) dans le torrent Bighirea, affluent de la vallée Doamna près de Piatra-Neamț.

BOTEZ[2]) trouve ensuite à Larga (district de Bacău), un fragment assez bien conservé qu'il attribue à *Inoceramus Salisburgensis*. Fugg. et Kastn.

---

[1]) Mentionné dans: Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie. Guide du Congrès International du Pétrole. Troisième session, I, pag. 20, Bucarest 1907.

[2]) Comptes rendus des séances de l'Inst. Géol. de Roumanie, Vol. III, pag. 60, Bucarest 1915.

Enfin, G. MACOVEI et I. ATANASIU [1]), ont trouvé dans la vallée de Bistrița à Potoci (Jgheabul Năclăzenilor) un *Inoceramus Balticus* BÖHM et à Buhalnița et Hangu de nombreux fragments de coquilles d'*Inoceramus Salisburgensis* FUGG. et KASTN.

Eocène. Une étude stratigraphique détaillée de l'Éocène dans les environs de Piatra-Neamț, comme d'ailleurs presque dans toute la Moldavie, n'est pas possible, du fait que ces dépôts sont fortement plissés et le plus souvent renversés et chevauchés sur les dépôts plus jeunes (Oligocène et Miocène).

C'est seulement plus au Nord, en Bucovine et en Galicie orientale, où les plissements du Flysch sont beaucoup plus réguliers, qu'on pourra essayer, avec certaines chances de succès, une pareille entreprise.

Nous nous bornerons donc à mentionner les variétés pétrographiques les plus communes qu'on rencontre dans le complexe des roches que nous attribuons à l'Éocène dans la zone marginale du Flysch des environs de Piatra-Neamț, sans préjuger de la position stratigraphique relative de ces variétés l'une par rapport à l'autre.

L'Éocène marginal, de beaucoup plus varié dans sa constitution pétrographique que l'Oligocène, peut être défini, en général, comme un dépôt constitué plutôt par des marnes siliceuses, dont la couleur est ordinairement verdâtre, et dans lequel on trouve assez souvent des intercalations de calcaires siliceux, calcaires organogènes, grès siliceux ou calcaires et conglomérats verts. Dans les calcaires organogènes

[1]) Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. al României, Vol. VIII, pag. 77. București 1926.

et dans les conglomérats, on trouve presque toujours des petites Nummulites.

Les marnes vertes, relativement compactes et dures, sont parfois assez sablonneuses. Les variétés plus fines ont la cassure plus ou moins conchoïdale et on y rencontre en abondance de grands Fucoïdes. Quant aux variétés sablonneuses, la cassure est irrégulière et rappelle la desagrégation des «Holzschiefer». Quand les marnes sont associées avec des conglomérats, on voit aussi dans leur masse quelques blocs épars de roches vertes.

Parfois les marnes plutôt argileuses, deviennent schisteuses et renferment des intercalations remarquables de marnes rouges; c'est un dépôt qu'on rencontre presque toujours à la partie supérieure du complexe que nous considérons comme Eocène.

Les calcaires siliceux, ordinairement de couleur «café au lait» sont assez marneux et fins: ils rappellent même parfois les calcaires lithographiques. Leur cassure est prismatique et presque toujours des diaclases fins, parfaitement rectilignes et qui traversent la roche dans tous les sens, facilitent cette cassure; ces calcaires forment des bancs de 1 à 5 décimètres d'épaisseur groupés dans certains horizons de l'étage.

Les calcaires organogènes, constitués presque toujours, en majeure partie, par des *Lithothamniums* et des *Bryozoaires*, contiennent des blocs anguleux de roches vertes et forment des intercalations d'épaisseur variable mais qui dépasse rarement un mètre. Des *Nummulites* ont été souvent trouvées dans ces calcaires.

Les grès siliceux de couleur jaunâtre, dépourvus de mica, à grain fin et fortement cimenté par la silice, sont assez durs. Sur cassure fraîche, dont la

forme est prismatique à faces plus ou moins concaves, ils ont un éclat vitreux. Ce qui les différencie du grès de Kliwa, avec lequel ils présentent quelques ressemblances, surtout quand ils sont altérés, c'est une légère alternance de couleur qu'on observe sur les sections perpendiculaires à la stratification. Ces grès, dont l'épaisseur peut atteindre quelques dizaines de mètres, paraissent constituer un horizon assez constant dans l'Éocène.

Les grès calcaires, de couleur gris-verdâtre, ou bleuâtre, sont riches en mica blanc et en fragments de plantes incarbonisées, qu'on voit surtout sur les plans de stratification. Ils ont une schistosité toujours assez prononcée, par opposition aux grès siliceux, qui sont plutôt massifs.

Les conglomérats ont parfois un ciment marneux et peuvent passer même aux marnes, dans la masse desquelles on trouve de rares blocs épars. D'autres fois, le ciment, plutôt calcaire, donne aux conglomérats une consistance plus grande. Presque tous les éléments constituants, sont des fragments anguleux de roches vertes, en tous points semblables aux roches qu'on rencontre dans la D o b r o g e a et qui appartiennent au groupe des «Schistes verts» auxquels on attribue l'âge silurien. Les dimensions de ces blocs peuvent varier, mais ils restent généralement plus petits que les blocs des conglomérats verts oligocènes et miocènes.

La première indication sur l'existence de l'Éocène dans le Flysch moldave, remonte à A. v. ALT [1]), qui mentionne des *Nummulites* dans la vallée du

---

[1]) Ein Ausflug in die Marmoroscher Karpathen. Mitt d. k. k. geogr. Gesellsch. II. Jahrg. 1858.

Siret en Bucovine. COBÂLCESCO [1]), séparait sous le nom de **«Marnes inframénilitiques»**, tous les dépôts qui se trouvaient dans le Flysch marginal au-dessous des couches à ménilite, en les parallélisant avec les couches de Hoja que HOFFMAN [2]) distinguait dans le bassin de la Transylvanie à la base de l'Oligocène. D'après la faune mentionnée par KOCH [3]) dans ces couches, HAUG [4]) les considère comme lattorfiennes (*Numm. intermedius-Fichteli*).

TEISSEYRE, [5]) introduit pour les mêmes dépôts la dénomination de **Couches de Târgu-Ocna**, en mentionnant dans ces mêmes couches. *Numm. intermedius-Fichteli*, forme qui montre qu'au moins une partie de ces dépôts peut être parallélisée, comme le faisait COBÂLCESCO, avec les couches de Hoja, c'est-à dire la base de l'Oligocène.

Le même âge pour une partie de ces couches est précisé par le *Numm. Boucheri*, mentionné par PREDA [6]).

Il résulte donc, d'après les Nummulites connus, que dans le Flysch marginal des Carpates moldaves, nous trouvons à la base de l'Oligocène, c'est-à-dire au-dessous des couches de Bisericani, un complexe

---

[1]) Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Pg. 149 Wien 1883.

[2]) Bericht über die im östl. Theil des Szilágger Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geol. Specialaufnahmen. Földtani k. 1879, pag. 234.

[3]) Tertiärbildungen. Mitt. aus d. Jahrb. d. kgl. ung. Geol. Anstalt. Bd. X, pag. 324—26. Budapest 1894.

[4]) Traité de Géologie II, pag. 1550, Paris 1911.

[5]) Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. Guide du troisième C'ongrès int. du Pétrole. I, pg. 23 Bucarest 1907.

[6]) Géologie de la région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău. Ann. de l'Inst. Géol. de Roumanie, Vol. VII, page 580. Bucarest 1913.

qui doit être attribué à l'Oligocène le plus inférieur (Lattorfien) et peut-être aussi à l'Éocène tout à fait supérieur (Ludien). C'est ce que nous désignons ordinairement comme Éocène.

Nous avons pourtant des indications assez concluantes pour nous persuader que, dans la zone marginale, doivent exister aussi des repérsentants des parties plus profondes de l'Éocène. Ainsi, I. SIMIONESCU[1]) a trouvé dans les blocs provenant des conglomérats tertiaires de Cuejdiu:

Ostrea af. o. flabellula LAM.
Terebratula Dinnerensis d'ARCH.
» *cf. Phrigia* d'ARCH.

S. ATHANASIU[2]), découvre dans le ruisseau Sasca, près de Păişeni à 7 km. de la frontière méridionale de la Bucovine, toujours dans les blocs provenant des conglomérats tertiaires:

Nummulites perforata obesa LEYM.
» *Lucasana* DEFR.
» *curvispira* MENEGH.
Trochocyathus cf. aequicostatus MAYER
Terebratula Hilarionis MENEGH.
» *Phrigia* d'ARCH.
» *Escheri* MAY
» *Fumanensis* MENEGH.
Terebratulina oblonga n. f.
Anomia tenvistriata DESH.
Pecten plebejus LAM.

---

[1]) Câteva date din Geologia judeţului Neamţ, Bul. Soc. de Ştiinţe ,Vol. VIII, pag. 116. Bucureşti 1899.

[2]) Über eine Eocänfauna aus der moldawischen Flysch. Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt. 1899, pag. 256. Wien 1899.

Pecten multistriatus DESH.
» *reconditus* SOLANDER
» *Moldavicus* n. f.
» *cf. cornens* SOW.
» *cf. subinbricatus* MÜNST.
» *cf. Halaënsis* FRAUSCHER
» *cf. Deikei* MAYER.
Gryphaea Brongniarti BRONN.
» *cf. Mayeri* FRAUSCHER.
» n. f.
Ostrea cf. flabellula LAM.
Oxyrhina AG.
Cetorhinus ? BLO.
Fragments de testes *d'Échinides*.

Dans les conglomérats miocènes de Corlatele, colline qui s'étend entre les vallées de Cuejdiu et Almașu, au Nord de Piatra-Neamț, S. ATANASIU [1]) a trouvé des blocs contenant:

Nummulites perforatus
» *distans*
Ortophragmina Fumanensis
» *Hilarionis*
Pecten sp.
Lima sp.
Gryphaea sp. (non *Brongniarti*)

Enfin, PREDA [2]), signale dans les calcaires siliceux qu'on rencontre comme blocs dans les conglomérats de Petricica près de Bacău:

[1]) Formaţiunea saliferă miocenă din basinul Cuejdului şi Almaşului. Dări de seamă, Vol. VII, pag. 598. Bucureşti 1917.
[2]) L. c. Pag. 594. Numm. irregularis d'après le texte roumain.

Numm. distans DESH. typ. d'ARCH.
» » » var. depressa d'ARCH.
» *irregularis* DESH.
Orbitoïdes sp.
Conoclypeus Leymerieri COTT.
Echinolampas globosus LAUBE.
Linthia subglobosa LAM.
Terebratula Hilarionis MENEGH. var. subpentagonalis.
Terebratula cf. *Fumanensis.* MENEGH.
Ostrea sp.
Pecten sp.

Des blocs à Brachiopodes et Lamellibranches, ont été rencontrés aussi dans le ruisseau Valea-Mare, près du Monastère de Bistrița, et des blocs de calcaires très riches en Nummulites de grande taille sont assez fréquents presque dans tous les conglomérats qu'on rencontre dans la zone marginale du Flysch.

Les listes des fossiles que nous avons mentionnés, nous indiquent des dépôts appartenant à l'Éocène moyen (Lutétien supérieur-Auversien). Comme nous trouvons toujours ces dépôts remaniés, soit dans les conlgomérats verts miocènes, soit dans les conglomérats verts oligocènes, il faut admettre qu'après l'Éocène moyen (Lutétien supérieur-Auversien), il y eut dans la zone marginale des exondations, peut-être locales, si l'on en juge d'après le développement local des conglomérats, mais en tout cas, assez importantes et nombreuses pour marquer nettement une période d'orogenèse dans l'histoire géologique du Flysch. Si nous nous rapportons à l'échelle stratigraphique établie par BOUSSAC pour les Nummulites, cette période d'instabilité serait placée dans le Nord de la Moldavie, plutôt dans le Bartonien.

On a maintes fois insisté sur le fait que le Paléocène manque dans le Flysch; il est vrai que jusqu'à présent, aucune preuve paléontologique ne peut attester son existence. Nous mettons pourtant en doute cette prétendue lacune stratigraphique, car toutes les fois qu'on trouve un contact normal entre le Sénonien et l'Éocène, la concordance entre ces deux étages paraît parfaite. Il nous semble plus logique, et plus conforme aux faits observés, de reconnaître que dans le Flysch marginal, il y a eu continuité de sédimentation depuis le Sénonien jusqu'à la fin de l'Oligocène; c'est seulement dans l'Éocène supérieur, probablement dans le Bartonien, qu'il faut admettre des lacunes stratigraphiques locales, surtout vers le bord extere de la zone.

La **Série inframénilitique** et les **Couches du Târgu-Ocna** de TEISSEYRE, embrassant tous les dépôts qui, dans la zone marginale, gisent à la base des schistes dyssodiliques à ménilite, comprennent également des formations, qui ne sont plus d'âge lattorfiène. Ce sont, d'une part les dépôts correspondant aux couches de Bisericani et d'autre part, les représentants du Sénonien. Dès que la présence de ce dernier étage dans la zone marginale du Flysch des Carpates moldaves a été établie sur des bases paléontologiques, l'existence des désignations si larges devient inutile. Si l'on veut préciser par un nom local le faciès des couches «inframénilitiques», il faudrait remplacer les vieux termes de COBÂLCESCO et de TEISSSEYRE au moins par quatre noms:

Une désignation pour la base de ce que nous considérons comme Oligocène, est qui d'ailleurs existe déjà: Couches de Bisericani,

Une autre pour les Couches à *Nummulites*

intermedius-Fichteli et tout le reste du complexe que nous considérons comme Éocène,

Une autre pour le Sénonien supérieur,

Une quatrième enfin pour le Sénonien inférieur et qui existe aussi: Couches de Tisaru.

Pour les couches à *Nummulites intermedius-Fichteli*, nous avons déjà quelques noms, à savoir: Couches de Târgu-Ocna, Couches de Şoimu de TEISSEYRE et Couches de Doamna de S. ATHANASIU. Nous désirons pourtant éviter ces noms, le premier, parce qu'il comprend aussi d'autres dépôts et les deux autres, puisque, bien qu'ils se rapportent à des dépôts considérés par nous comme éocènes, les auteurs qui avaient désigné ces dépôts par leurs noms mentionnés plus haut, leur attribuaient un autre âge.

Les Couches de Şoimu de TEISSEYRE [1]), devaient comprendre les dépôts d'âge sénonien, dans lesquels MRAZEC avait trouvé un *Inoceramus*. Par suite du fait que ces couches renferment aussi des petites Nummulites, TEISSEYRE les classait, en partie, dans l'Éocène, en partie dans le Sénonien. Nous avons pu nous convaincre que les couches qui apparaissent à Şoimu sont éocènes, et il est probable que les petites Nummulites trouvés par TEISSEYRE, sont toujours du groupe *intermedius-Fichteli*. Quant à l'*Inoceramus* de MRAZEC, il provient du torrent Bighirea où nous avons constaté la présence du Sénonien.

Les couches de Doamna de S. ATHANASIU devraient comprendre des dépôts d'âge sénonien inférieur à *Desmoceras Ponsianum*. En étudiant la région, nous avons constaté qu'à Doamna, apparaît,

---

[1]) Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. Guide du III-ème Congrès international du pétrole, I page 19. Bucarest 1907.

comme à Şoimu, l'Éocène, dont les couches renferment aussi des petits *Nummulites* Le *Desmoceras Ponsianum* provient des conglomérats verts intercalés dans la série.

Oligocène inférieur. (Couches de Bisericani). À la base des schistes dysodiliques à ménilite, on trouve dans la vallée de la Bistriţa, un complexe parfaitement homogène constitué par des marnes schisteuses, noires, micacées et relativement sablonneuses, avec minces intercalations de grès fins siliceux. Ce sont les dépôts que S. ATHANASIU a dénomés Couches de Bisericani, d'après le ruisseau affluent de la Bistriţa qui porte ce nom.

Les Couches de Bisericani existent vers le Nord avec le même faciès pétrographique et la même position stratigraphique, au moins jusque dans la vallée du Ceremuş, à la frontière de la Bucovine. Vers le Sud, elles disparaissent quelque part dans la région moyenne de la Moldavie, probablement en changeant de faciès, car jusqu'à présent on n'a décrit rien de semblable dans la partie méridionale de ce pays.

Leur âge est déterminé seulement par la position stratigraphique qu'elles occupent, par rapport aux schistes dysodiliques à ménilite, car dans les couches de Bisericani, on ne connaît aucun reste organique.

Il faut pourtant observer, que les dépôts supportant dans la vallée de la Bistriţa les Couches de Bisericani, sont assez semblables, au point de vue pétrographique, avec la série inframénilitique (Couches de Târgu-Ocna), dans laquele TEISSEYRE a trouvé *Nummulites intermedius-Fichteli.*

Jusqu'a présent on n'a pas déterminé les Nummulites qu'on trouve dans les couches que nous

considérons comme éocènes à Piatra-Neamț. Si on trouvait des formes du groupe *intermedius Fichteli*, on pourrait établir la correspondance exacte de ces couches avec les marnes inframénilitiques, et alors, les Couches de Bisericani devraient être considérées comme un faciès local de la partie inférieure de l'Oligocène moyen.

Oligocène moyen. L'Oligocène moyen est constitué à Piatra-Neamț, comme dans toute la zone marginale des Carpates orientales roumaines, par une série épaisse (300—400 m) de schistes dysodiliques bruns, assez bitumineux, dans lesquels se trouvent intercalés à la partie inférieure, des bancs de ménilite et des marnes bitumineuses en partie silicifiées, et vers la partie supérieure, des bancs de plus en plus épais de grès de Kliwa.

Les schistes dysodiliques, parfois si riches en substances bitumineuses qu'ils peuvent brûler, laissent voir presque toujours, sur les plans de stratification, des rosettes de cristaux de gypse. La réduction des sulfates en présence de la matière organique contenue dans les schistes, fournit le soufre qui couvre parfois, comme une poudre jaune-blanchâtre, les surfaces des couches, et l'hydrogène sulfuré, assez commun dans les sources minérales qui sourdent des schistes dysodiliques.

En dehors des écailles de *Meletta crenata*, qui sont assez fréquentes, on a décrit dans les schistes dysodiliques de la Roumanie, une faune assez riche de poissons :

Leon Cosmovici [1]) a déterminé à Cozla près de Piatra :

---

[1]) Les couches à poissons des monts Petricica et Cozla. Bul. Soc. de Med. şi Naturalişti din Iaşi, I, No. 3, pag. 96, 1899.

Syngnathus incompletus Cosm.
Glyphiosoma caprossoides Cosm.

I. Simionescu [1]) a décrit du même endroit:

Clupea sp.
Meletta crenata Haek.
Eomyrus af. ventralis Ag.
Syngnathus incompletus Cosm.
Scomber sp.
Caranx Petrodavae Sim.
Krambergia lanceolata Sim.
Labrax sp.
Proantigonia longirostra Kramb.
Proantigonia caprossoides Cosm.
Globius elongatus Sim..
Thynnus Albui Sim.

Enfin le Dr. Iulius Leidenfrost [2]) a trouvé près de Satul Nou (District de Bacău):

Lepidopsus Guilleaumei Leid.
» *dubius.*
» *brevispondylus.*
Pediculata sp.

En dehors des poissons, on connaît aussi dans les schistes dysodiliques de Piatra-Neamț l'Isopode: *Proidotea Haugi* [3]) que Racovitza et Sevastos avaient

[1]) Sur quelques poissons fossiles du tertiaire roumain (avec 2 pl.). Ann. Scient. Univ. Jassy, Tom. III, fasc. 2, pag. 106, Iaşi 1905. Thynnus Albvi... res. Franç. (avec 1 pl.). Acad. Rom. Publ. fond. Adamachi, No. XV, Bucureşti 1906.

[2]) Bericht über die in der Frontlinie... Földt. Közl. Ian.—Juni 1918. Pag. 176.

[3]) Proidotea Haugi, isopode de l'Oligocène moyen de Roumanie. An. Inst. Geol. al României, Vol. IX, 1915—1920. Pag. 445 Bucureşti 1920.

déjà décrit à Bălțătești, toujours dans ces mêmes schistes [1]) et les Mollusques que N. COSMOVICI [2]) a trouvés à Văleni: *Adeorbis* sp., *Spondylus* sp., *Pecten* sp., *Lima* sp., *Modiola* sp., *Psamobia* sp., *Astarte* sp., *Goodalia* sp., *Cardium* sp.

En dehors des indications que pourrait fournir cette documentation paléontologique, pour déterminer l'âge des schistes dysodiliques, nous mentionnons encore le fait que, dans le bassin de Transylvanie, près de Cluj, il existe aussi des schistes dysodiliques à écailles de *Meletta* sp. (Couches de Ileanda-Mare ou O_4 de Koch) quigisent sur un complexe d'environ 80 m. d'épaisseur E_7 O_1, O_2, et O_3 de Koch, à la base duquel se trouvent les Couches à *Nummulites intermedius-Fichteli* [3]). Cette forme est connue dans l'Oligocène inférieur et moyen (Lattofien et Ruprelien).

Les Couches o_5, c_6, o_7 supérieures à o_4, considérées comme aquitaniennes par Koch, sont attribuées par HAUG [4]) au Chatien, de sorte que les Couches de Ileanda-Mare doivent être placées dans le Ruppélien, comme les schistes bitumineux d'Alsace. Il est fort probable, que les schistes dysodiliques de la Zone marginale du Flysch moldave, appartiennent aussi au Ruppélien.

Les marnes bitumineuses sont un dépôt assez constant et caractéristique. Elle forment, dans la partie inférieure de l'Oligocène moyen, une intercalation de 10 à 20 m. d'épaisseur, qu'on retrouve toujours

---

[1]) Priodotea Haugi, isopode oligocène en Roumanie. Arch. de Zoolog. exper. et gén. 5-e série. T. VI. Pag. 175, Paris 1910.

[2]) Note sur une faune oligocène du Flysch moldave Bull. Ac. Rom. Sec. Sc. T. I. Pag. 88—90, Bucureşti 1913.

[3]) KOCH, Tertiärbildungen. I Mitth. aus d. Jahrb. d. kgl. ung. Geol. Anstalt. Bd. X, pag. 350. Budapest 1894.

[4]) Traité de géologie.

dans la même position stratigraphique, de Ceremuș (frontière Nord de la Roumanie) jusqu'à Vălenii de Munte (district de Prahova en Valachie). Ce sont des marnes calcaires compactes, qui rappellent parfois les calcaires lithographiques par la finesse et l'homogénéité du grain. Sur cassure fraîche, elles sont d'une couleur brun-chocolat clair, tandis que sur les faces exposées à l'air, elles deviennent blanches. Frappées au marteau, elles décèlent l'odeur caractéristique du pétrole.

Ces marnes bitumineuses sont presque toujours en partie silicifiées, et on peut observer dans certaines couches le passage graduel de la marne intacte au silex. La silicification commence autour d'un point quelconque de la roche et se propage plus rapidement dans le sens parallèle à la stratification, de sorte que la partie silicifiée prend une forme plus ou moins lenticulaire. C'est sans doute un processus, encore incomplet, de diagenèse.

Les ménilites forment des bancs de 1 à 10 m. d'épaisseur, intercalées dans les schistes dysodiliques, surtout dans la partie inférieure de la série. Les bancs sont constitués par des couches superposées de ménilite, épaisses seulement de quelques centimètres, qui se cassent en parallélipipèdes à arêtes tranchantes, translucides, de couleur brune et séparées entre elles par de minces intercallations de schistes non ménilitisés.

Le mode de formation des ménilites est un problème, encore non elucidé, dans la géologie du Flysch. Elles sont peut-être dues à un phénomène de diagenèse comparable à celui qu'on observe dans les marnes bitumineuses, phénomène qui serait arrivé, dans le cas des ménilites, à un état plus avancé. En tout cas les ménilites oligocènes des Carpates ne

peuvent pas être mis cu parallèle avec les radiolarites, dépôts siliceux de profondeur qu'on rencontre dans d'autres formations géologiques, car le faciès continental lagunaire des schistes dyssodiliques bitumineux et des grès de Kliwa, qui accompagnent les ménilites, est évident.

Des conglomérats, constitués en grande partie par des roches vertes de type dobrogéen et des calcaires éocènes, sont parfois assez développés, comme intercalations locales, surtout dans la partie supérieure de l'Oligocène moyen. Les blocs, assez anguleux, peuvent avoir parfois des dimensions gigantesques.

À l'exception de HERBICH, qui considère les schistes dyssodiliques à ménilite d'âge crétacé supérieur [1]), tous les autres cherhceurs, ont placé ce complexe dans le Paléogène. PAUL les équivalait déjà aux Couches de Smilno [2]) en les séparant toutefois des grès blancs de Wama avec lesquels elles sont associées.

TSCHERMAK [3]) les parrallélise avec les Couches de Şipote de Bucovine, que PAUL considérait comme appartenant à l'Éocène et que nous considérons aujourd'hui comme barrémiens. PAUL avait toutefois distingué les «Schipoter Schichten» des schistes à poissons, de sorte que son erreur réside seulement dans le fait d'avoir attribué un âge erroné à un complexe stratigraphique, tandis que TSCHERMAK mettait sous le même nom des couches qui n'avaient rien de commun. À l'exception de la quantité relativement grande de silice qu'on trouve dans l'Oligocène moyen, tout comme dans les couches de Şipote, ces deux com-

---

[1]) L. C., pg. 251.

[2]) Geologie der Bukowina, pag. 322.

[3]) Der Boden u. die Quellen von Slanik Mineral. u. petrograph. Mitteilungen, Bd. III, pag. 382. Wien 1881.

plexes n'ont aucune ressemblance pétrographique[1]), TEISSEYRE [2]), en reconnaissant comme COBÂLCESCO[3]), l'âge oligocène moyen des schistes dysodiliques à ménilite, maintenait encore le parallélisme de ces schistes avec les couches de Şipote.

SABBA ŞTEFĂNESCU [4]) rangeait les schistes dysodiliques dans l'Éocène supérieur, correspondant avec les dépôts de Căpățineni à *Cerithium* cf. *ampulosum* BRONGN. *Melanopsis*? *Caputinensis* SABBA *Cerithium giganteum* LAM. *Orthophragmina* sp. *Nummulites Murchisonii*, *perforatus*, *striatus*. Si l'on tient compte du fait que TEISSEYRE mentionne à Tg.-Ocna *Nummulites intermedius-Fichteli* dans les couches inférieures, comme position stratigraphique, aux schistes dysodiliques à ménilite, il résulte que le parallélisme, établi par S. STEFANESCU, ne peut plus être soutenu.

Avec COBĂLCESCU et TEISSEYRE, presque tous les géologues qui ont travaillé depuis dans le Flysch des Carpathes orientales roumaines, ont considéré les schistes dysodiliques à ménilites, comme appartenant à l'Oligocène moyen [5]).

Le **grès de Kliwa**, est un grès blanc constitué presque exclusivement par des grains de quartz très petits et d'une homogéneité parfaite. Rarement on y trouve encore de la glauconie, des fragments de roches vertes, et exceptionnellement des paillettes de mica blanc, où des grains calcaires. Le ciment est

---

[1]) S. ATHANASIU, Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. Raport asupra activităţii pe anii 1908—1910, pag. LIII, LIV, Bucureşti 1913.

[2]) Zur Geologie de Bacauer Karpathen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. XLVII, pag. 570—571. Wien 1897.

[3]) Verh. 1883, pag. 156.

[4]) Terrains tertiaires de Roumanie. pag. 78—85. Lille 1897.

[5]) S. Aţhanasiu, Mrazec et Teisseyre, Preda, Grozescu, Macovei, Botez, Mateescu...

siliceux. L'altération de la glauconie et des fragments de roches vertes, fournit les oxydes de fer, qui salissent parfois la roche, en lui donnant la couleur jaune ou brun-clair (rouille).

Intercalé en couches peu épaisses entre les schistes dysodiliques à *Meletta crenata*, le grès blanc se développe de plus en plus vers la partie supérieure de la série, où il forme des bancs massifs de plusieurs dizaines de mètres d'paisseur. En même temps les intercalations de schistes dysodiliques, diminuent graduellement de puissance, jusqu'à complète disparition [1]). L'âge du grès de Kliwa est indiqué par sa position constante au-dessus des schistes dysodiliques à poissons. Ces schistes considérés comme étant d'âge oligocène moyen, il s'ensuit qu'il faut situer le grès de Kliwa dans l'Oligocène supérieur (Chattien).

Le nom de grès de Kliwa, employé pour la première fois par H. WALTER [2]), pour désigner les grès blancs siliceux qui gisent sur les schistes dysodiliques et ménilitiques, tire son origine de la montagne Kliwa près de Zarzyce (dans la vallée du Pruth en Gallicie orientale). M. VACEK [3]), les considérait comme un faciès marginal du grès de Măgura et ZUBER [4]), comme une intercalation locale dans les schistes ménilitiques, en observant que parfois ce grès forme des intercalations à la base même des schistes ménilitiques, gisant dans ce cas, directement sur l'Éocène. Nous n'avons jamais observé cette dernière situation en Roumanie.

---

[1]) Description d'après D. Preda et H. Grozescu, Géologie de la région Subcarpatique du district de Bacău. An. Inst. Geol. al României, Vol. VIII, 1917. et Vol VIII 1918.

[2]) Jahrbuch d. k. k. Géol. Reichsanstalt 1880, pag. 647.

[3]) Jahrbuch d. k. k. Géol. Reichsanstalt 1881, pag. 204.

[4]) Jahrbuch d. k. k. Géol. Reichsanstalt 1882, pag. 369—370.

Dans la bibliographie géologique roumaine, le nom de grès de Kliwa a été introduit par COBÂLCESCO [1]) en 1887, quoique, bien avant cette date, les grès blancs eussent été remarqués et décrits par d'autres géologues.

K. M. PAUL [2]), en étudiant la Bucovine, les désignait sous le nom de grès de Wama, en les classant dans le Grès carpatique inférieur (crétacé inférieur). En 1877 [3]), c'est-à-dire seulement une année plus tard, collaborant avec E. TIETZE, il reconnaît l'âge oligocène des grès blancs de la montagne Kliwa, mais ne remarque pas leur identité avec les grès de Wama.

F. HERBICH [4]), établit l'identité de ces mêmes grès avec les grès blancs siliceux qu'il trouve à Hârja et Poiana Sărată, associés avec les schistes dysodiliques et ménilitiques, mais il les attribue au crétacé supérieur.

GR. COBÂLCESCO [5]) décrit les grès blancs de Tg.-Ocna et de Piatra-Neamț, sous le nom de Grès de Măgura, en les considérant comme oligocènes supérieurs. Les membres du «Bureau géologique» [6]), en étudiant le district de Neamțu, ont considéré les grès blancs comme éocènes supérieurs; c'est un pas en arrière, par rapport aux études de COBÂLCESCO.

---

[1]) Despre origina și zăcămintele petrolului, (Sur l'origine et les gisements du pétrole). Discours de réception à l'Académie Roumaine, pag. 49. București 1887.

[2]) Grundzüge der Geologie der Bukovina. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1876, pag. 318.

[3]) Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichasnstalt. Wien 1877, pag. 120.

[4]) Das Szeklerland. Mitt. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt. Wien 1878, pag. 216.

[5]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1883. pag. 156.

[6]) Ann. du Bureau Géologique III 1885 (1885), pag. 41.

En 1895 TEISSEYRE[1]) décrit les grès oligocènes de Târgu-Ocna, sous le nom de Grès de Tisești, en remarquant qu'ils jouent dans le Flysch moldave, le même rôle que le grès de Kliwa en Galicie orientale.

Enfin, S. STEFĂNESCO[2]) considère aussi comme un équivalent du grès de Kliwa, les grès qui surmontent les schistes ménilitiques dans les districts de Râmnic (Carâmbu, Purcelu, Niculele), Putna (Coza, Andrieșoaia et Bacău (Podeni, Măgura).

Par ces deux derniers ouvrages, le terme de «Grès de Kliwa» se trouve définitivement introduit dans la terminologie géologique roumaine, et nous le trouvons ultérieurement dans tous les ouvrages concernant la zone marginale du Flysch en Roumanie.

Il résulte de cet exposé historique, que les termes de Grès de Wama (PAUL 1876), Grès de Kliwa (WALTER 1880), Grès de Măgura (COBÂLCESCO 1883) et Grès de Tisești (TEISSEYRE 1896), sont sur le territoire roumain strictement synonymes et se rapportent à un dépôt de même faciès et de même âge. La dénomination de PAUL (Grès de Wama), qui avait la priorité étant abandonnée à cause d'une erreur sur l'âge (Crétacé inférieur) qui lui était attribué, c'était le nom de Grès de Kliwa qui devait le remplacer, d'autant plus qu'à Kliwa, d'après la description de PAUL et TIETZE[3]) la situation stratigraphique de ces grès est assez évidente.

---

[1]) Geologische Reisebericht aus den Karpathen Rumäniens (District Bacău). Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1896, pag. 232.

[2]) Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique. Lille, 1897, pag. 84.

[3]) Studien in der Sandsteinzone d. Karpathen, Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Wien 1877, pag. 75.

Le Miocène apparaît, dans la région qui nous occupe, seulement dans la vallée du Cuejdiu. Vers la Sud, il est en partie couvert par le pli paléogène renversé qui forme les Monts Cozla et Petricica.

S. ATHANASIU [1]) a divisé les dépôts qui prennent part à la constitution du Miocène, dans la vallée du Cuejdiu, en trois horizons.

1. L'horizon inférieur marneux.
2. » moyen conglomératique.
3. » supérieur marneux.

L'horizon inférieur est constitué par des marnes et par des argiles schisteuses, vertes et rougeâtres, avec des intercalations de grès friables verts, contenant rarement du gypse.

L'horizon moyen est formé par des conglomérats, dont les blocs, assez souvent anguleux, peuvent avoir parfois plus d'un mètre de diamètre. Le ciment de ces blocs est gréseux ou finement conglomératique et assez friable; et il peut parfois, à lui seul, former des intercalations assez puissantes dans les conglomérats.

Parmi les blocs qui forment ces conglomérats, on trouve des cornéennes vertes et des quartzites noirs tout à fait semblables à certaines roches des Couches de Carapelit de la Dobrogea, puis des schistes verts chloriteux et des pegmatites roses rappelant les «Schistes verts» dobrogéens avec leur filons, des micachistes, des calcaires mésozoïques (Trias? et Néocomien) et enfin des calcaires nummulitiques, que nous avons déjà mentionnés lors de la description de l'Éocène.

---

[1]) Formaţiunea saliferă miocenă din bazinul Cuejdiului şi al Almaşului din districtul Neamţu şi raporturile sale cu Flişul. Dări de seamă, Vol. VII, (1915—1916), pag. 397. Bucureşti 1917.

L'horizon supérieur est constitué par des marnes et des grès à gypse et à efflorescences salines, qui un peu vers le Sud (ruisseau Nechitu à Borlești), contiennent aussi du tuf dacitique.

COBÂLCESCO [1]) qui fut le premier à étudier de plus près le Miocène moldave, divisait les dépôts apparaissant au Nord de Piatra-Neamț en trois horizons: à la base, des conglomérats qui pourraient appartenir au premier Méditerranéen, à la partie moyenne les argiles et marnes à gypse et à sel, et enfin à la partie supérieure des grès caractéristiques.

On remarque tout de suite que, dans cette classification, les marnes à gypse, qui gisent à la base des conglomérats, ne sont pas mentionnées.

S. ȘTEFĂNESCO, W. TEISSEYRE, L. MRAZEC, I. P. VOITEȘTI, ont apporté des contributions remarquables à l'étude du Miocène des Carpates orientales. Ces contributions se trouvent resumées dans les ouvrages plus récents de M. PREDA et H. GROZESCO [2]).

Les conclusions auxquelles ont conduit ces derniers ouvrages, et que nous réunissons dans le tableau ci-joint, concordent, en lignes générales, avec les observations déjà mentionnées de S. ATHANASIU.

Si on cherche à encadrer, dans les subdivisions classiques du Miocène, les divers horizons séparés dans le miocène salifère des Carpates orientales, on se heurte à une difficulté presque insurmontable: le manque de documents paléontologiques.

Les quelques formes tortoniennes mentionnées par TEISSEYRE et par PREDA [3]), près de Târgu-Ocna

---

[1]) Studii geologice și paleontologice (Texte français, pour part) pag. 54. București 1883.

[2]) Loc. cit.,

[3]) Loc. cit. pag. 602.

	Cobâlcesco 1883	S. Athanasiu 1917	D. Preda		H. Grozesco 1917	
	Sarmatien	Sarmatien		Sarmatien		Sarmatien
Tortonien	? Horizon supérieur sableux		supérieure	Horizon gréso-sableux à tuf dacitique, *Pecten aff. substriatus* HÖRN, *Sucinea aff. Heidingeri* HÖRN. *Arca barbata* LIN., *Ostr.* sp., *Turritella* sp. *Conus aff. Dujardini* BAST., *Lithothamnium* sp.	supérieur	? Couches de Poduri
	LACUNE PARTIELLE					
Helvétien	Marnes à gypse et à sel	Marnes supérieures à tuf dacitique à gypse et à sel	Série	Marnes supérieures à gypse et à tuf dacitique Horizon rouge	Salifère	Couches de Câmpeni
Burdigalien	Conglomérats	Conglomérats		Conglomérats		Couches de Antal
	Lacune partielle					
Aquitanien		Marnes inférieures à gypse	Série inférieure	Marnes, argiles et grès à gypse. Gisements de sel	Salifère inférieur	Horizon inférieur

(D. Clenciului), sont les seuls fossiles connues dans le Miocène moldave.

En nous référant pourtant à la classification que H. Grozesco, I. P. Voitești. et D. Preda [1]) donnent pour le Miocène de la partie orientale du district de Prahova, nous pouvons mettre les conglomérats qui apparaissent à Gârcina, en parallèle avec les conglomérats à *Pecten Beudanti*, *Pseudo-Beudanti*, considérés comme burdigaliens.

En admettant ce rapprochement, les marnes inférieures à gypses reviennent à l'Aquitanien et les marnes supérieures à gypse et à efflorescences salines à l'Helvétien, répartition que nous avons introduit dans le tableau qui résume les résultats des études de Preda et H. Grozesco.

II. TECTONIQUE DE LA RÉGION

En étudiant la tectonique de la Zone marginale du Flysch, dans les environs de Piatra-Neamț, nous aurons à nous occuper:

Du contact entre la Zone marginale et la Zone interne.

Des plissements de la Zone marginale.

Du contact entre la Zone marginale et les dépôts miocènes.

Le contact entre la zone marginale et la zone interne est recouvert, comme nous l'avons déjà mentionné, par les puissants dépôts paléogènes du synclinal du Grès de Tarcău, qui, depuis Buhalnița

---

[1]) Clasificarea Mediteranului în România. D. d. s. ale şed. I. G., a Rom. vol. VII, (1915—16), pg. 69—82.

vers le Sud, se développe de plus en plus en cachant complètement la partie orientale de la Zone interne et la partie occidentale dela Zone marginale, jusque dans la vallée du Teleajen en Munténie.

La Zone marginale n'est donc visible dans cette région que du point où elle se dégage du Grès de Tarcău.

Dans la vallée de la Bistrița ce phénomène a lieu à Straja, où l'on voit les marnes calcaires du Sénonien supérieur supportant des bancs puissants de grès de Tarcău, dont le plongement est très accusé vers l'Ouest.

Étudiée de plus près, cette ligne de contact montre maintes anomalies, survenues probablement, en premier lieu à cause de la constitution pétrographique tout à fait différente des deux séries de dépôts (marnes sénoniennes et grès paléogènes) en présence dans les plissements.

Les plis de la zone marginale, assez réguliers et bien développés, sont constamment déversés vers l'extérieur (Est). Dans les environs de Piatra, cette Zone marginale plissée, forme dans son ensemble une large auge synclinale plissée dont les bords sont formés par deux plis proéminents.

Vers l'intérieur (Ouest) c'est le grand anticlinal de dépôts sénoniens dans lequel apparaissent, par endroits, sous forme de percements, les Schistes Noirs barrémiens (à Straja et Stejaru) ou les Touches de Tisaru (Cazaci et Pângărați).

Le flanc oriental de ce grand anticlinal, est en partie laminé, de sorte que le Sénonien arrive parfois en contact avec l'Oligocène en le chevauchant.

Vers l'intérieur il existe un autre pli anticlinal important, constitué en majeure partie par l'Éocène, percé parfois par les dépôts sénoniens supérieurs

(vallée de Doamna et Sărata), et rarement par les Schistes Noirs barrémiens (Valea Sărată).

Les dépôts oligocènes qui remplissent la cuvette ainsi délimitée, laissent voir eux aussi quelques plis, assez amples, mais qui sont toutefois moins développés que les deux plis bordiers.

Depuis Pângărăcior jusqu'à Doamna, c'est-à-dire sur une largeur d'environ 7 km., la cuvette oligocène présente, dans la vallée de la Bistrița, trois anticlinaux:

a) L'anticlinal Bisericani-Vaduri, dans l'axe duquel apparaissent les Couches de Bisericani. Ces couches sont très visibles à l'embouchure même du petit ruisseau qui descend du monastère de Bisericani; c'est de cet endroit qu'elles prennent leur nom. Vers le Sud, on rencontre encore, dans l'axe de cet anticlinal, des dépôts appartenant à l'Éocène.



Fig. 1. — Coupe le long de la Vallée de la Bistrița à Scăricica. — 1. Sénonien; — 2. Éocène; — 3. Oligocène, inférieur (Couches de Bisericani); — 4. Oligocène moyen à marnes blanches ménilitisées (4 a) et conglomérats (4 b); — 5. Oligocène supérieur (Grès de Kliwa); — 6. Terrasse. F. Failles.

L'allure et les détails du pli sont visibles dans le profil ci-joint (prof. 1).

b) L'anticlinal de Bistrița-Agârcia, dont l'axe est formé par l'Éocène, est très bien visible à Agârcia. Dans la vallée de la Bistrița, cet anticlinal apparaît

seulement comme une digitation du grand anticlinal marginal Sărata-Doamna, car les dépôts oligocènes qui forment le synclinal séparent ces deux plis, qui n'existent que depuis le monastère de Bistrița et se dirigent vers le Nord. Sur les deux flancs de cet anticlinal, l'Oligocène moyen contient dans sa partie supérieure, surtout depuis la vallée de la Bistrița, vers le Nord, d'importantes intercalations de conglomérats verts. Ces conglomérats, bien visibles dans le ruisseau Valea Mică, au Nord du Monastère Bistrița, sont assez riches en blocs fossilifères appartenant à l'Éocène moyen.

c) Enfin le troisième pli est un petit anticlinal, dont la partie axiale est mise en évidence par les apparitions des Couches de Bisericani, dans la vallée de la Bistrița, entre Agârcia et Doamna, et dans la partie supérieure de la vallée de Doamna. Vers le Nord on ne peut plus le suivre, car les dépôts oligocènes, qui auraient pu le mettre en évidence, n'existent plus.

Le contact de la zone marginale avec les dépôts miocènes de la Zone externe est assez visible dans la vallée de Cuejdiu, à Gârcina et sur le flanc Est du mont Cozla à Piatra-Neamț. Les détails de ce contact sont représentés dans la série de coupes annexées (Planche No. 16) au présent exposé.

Dans son ensemble, ce contact apparaît comme un déversement du Flysch marginal sur le Miocène de la Zone externe. À l'Ouest de Gârcina le grand pli marginal que nous avons déjà mentionné chevauche sur le Miocène, mettant en contact son Eocène axial avec les marnes supérieures. En avançant vers le Sud, l'Oligocène se dégage graduellement de sous l'Éocène en le remplaçant sur la ligne de chevauchement. Depuis Gârcina, on commence

à voir se dessiner dans les dépôts oligocènes chevauchant ainsi, un grand pli couché, dont le flanc inverse est en partie laminé. C'est la montagne de Cozla, dont la puissante masse de grès de Kliwa forme le flanc normal du pli, tandis que le flanc inverse se trouve représenté seulement par de petits affleurements de ce même grès qui apparaîssent entre le Miocène chevauché et l'Oligocène moyen. Un de ces affleurements est visible dans la partie Sud de la montagne.

Un replissement, probablement ultérieur au chevauchement, a donné au sommet de ce pli un pendange contraire à celui que nous observons dans Petricica.

Quelques complications tectoniques interviennent, pour masquer en partie l'absence du pli couché. C'est en première ligne un chevauchement de l'Éocène axial, chevauchement qui met en contact, dans le ruisseau de Bârzogheanu, les Couches de Bisericani avec le Grès de Kliwa de la montagne Cozla. En seconde ligne, il faut mentionner un dédoublement du sommet, mis en évidence par le grès de Kliwa et les dépôts miocènes visibles, en double superposition sur le versant ouest de Petricica.

Par l'effet du chevauchement, le Miocène marginal se trouve couvert anormalement par le Flysch paléogène, sur une profondeur d'environ 3 km., si nous comptons la distance qui sépare le front du pli de la région où apparaît son Éocène axial.

Le Miocène, fortement plissé à la base du mont Cozla, forme au contraire des plis assez réguliers depuis la vallée du Cuejdiu vers le Nord, c'est-à-dire dans la région ou apparaissent les termes inférieurs de la série. Les deux anticlinaux, nettement visibles dans ces dépôts, s'enfoncent sous le Flysch chevauché. Nous nous demandons pourtant s'il n'y

a pas là seulement une apparence, car, l'allure tout à fait régulière de ces anticlinaux laisse supposer qu'ils pourraient être dus à des plissements plus jeunes que le chevauchement du Flysch. Dans ce cas il faudrait chercher leurs prolongements dans le Flysch chevauché lui-même et dans les surfaces de chevauchement — où nous devons trouver des anomalies dues aux phénomènes de replissement.

La montagne Petricica semble présenter une anomalie de ce genre.

Le Sarmatien disloqué qu'on rencontre à Serbești non loin de Piatra-Neamț, prouve l'existence de plissements plus jeunes, auxquels on pourrait attribuer ces phénomènes tectoniques.

III. INDICATIONS SPÉCIALES

En reprenant la route le long de la vallée de la Bistrița, que nous avons quittée pour remonter la vallée du Bicaz, ainsi que nous l'avons dit dans le chapitre précédent, nous aurons à faire remarquer ce qui suit:

Sur le trajet de Bicaz à Straja on est toujours dans la zone du Grès de Tarcău. Le caractère de la vallée se maintient tel que nous l'avons vu à partir de Secu et de Cârnu jusqu'à Bicaz.

À Straja on quitte cette zone pour s'engager dans la zone marginale du Flysch. On remarquera l'élargissement brusque de la vallée, dès qu'elle a franchi la limite de cette zone.

Jusqu'à Pângărăcior on traverse des dépôts sénoniens, C'est seulement à gauche de la route tracée au flanc de la montagne qui descend de Pârâul Zmidei, qu'apparaissent quelques crêtes

anticlinales de Schistes Noirs barrémiens. Comme la limite entre la zone interne et la zone marginale du Flysch se confond ici presque avec la limite externe de la zone du Grès de Tarcău, ces crêtes de Schistes noirs représentent des plis de la zone interne qui descendent en gradins, sous la bordure interne de la zone marginale.

Au point où le torrent de S t e j a r u débouche dans la Bistrița, on peut étudier les Couches de Tisaru. Elles apparaissent ici dans le noyau d'une écaille chevauchant sur les marnes et calcaires gris à Fucoïdes et à Inoceramus.

À P â n g ă r ă c i o r on trouve, sur la rive gauche de la Bistrița, une des meilleures coupes, où l'on peut faire connaissance avec toute la série de l'Oligocène. À cet effet, il est nécessaire de descendre et de faire à pied une course d'environ 3 km., aller et retour. On traverse un synclinal constitué par des schistes ménilitiques et des grès de Kliwa, et sur son flanc oriental apparaissent, au-dessous de l'horizon à ménilites et à marnes siliceuses blanches, les couches de Bisericani très bien développées.

En reprenant la grande route et en descendant jusqu'au pont de V i i ș o a r a on peut voir toujours sur la rive gauche une intercalation de conglomérats à roches vertes dans la série oligocène.

Pour se faire une idée un peu plus exacte du caractère de ces conglomérats, il faut remonter la petite vallée du M o n a s t è r e d e l a B i s t r i ț a, jusqu'à 1 km. en amont du couvent. Là on peut voir, parmi leurs éléments de gros blocs de Schistes verts qui sont en grande majorité, des fragments roulés des différents calcaires mésozoïques, et de calcaires nummulitiques très fossilifères.

Jusqu'à P i a t r a nous ne rencontrerons pas d'affleurements dignes de susciter notre intérêt.

Du pavillon du parc de la ville, acroché sur l'extrémité sud du mont de C o z l a, on peut examiner, mieux qu'on ne le pourrait faire de près, la succession des couches qui composent le lambeau de recouvrement de P i e t r i c i c a.

Pour étudier les caractères de l'Éocène du faciès marginal il faut aller à D o a m n a, sur la rive droite de la B i s t r i ț a.

Enfin, une course jusqu'à G â r c i n a, en contournant le mont de C o z l a, nous fait voir d'un côté la bordure de la zone marginale du Flysch flottant sur le Miocène et large de 3 à 4 km., de l'autre la succession normale des formations miocènes. En effet, dans l'anticlinal de G â r c i n a on voit une voûte régulière dans l'axe de laquelle apparaissent les marnes et les grès aquitaniens, recouverts par les conglomérats burdigaliens, qui supportent à leur tour le grès et les marnes helvétiennes. Dans les éléments des conglomérats burdigaliens, parmi lesquels les schistes verts dobrogéens prédominent, on peut recueillir de beaux échantillons de calcaire à grosses *Nummulites*.

APERÇU GÉOLOGIQUE
SUR
LA DOBROGEA
PAR
I. SIMIONESCU

(PLANCHE No. 17)

La Dobrogea constitue, en quelque sorte, une péninsule entourée des trois côtés par des affaissements. Au point de vue morphologiques, cette presqu'île représente le type d'une région arrivée à peu près au stade de pénéplaine.

Exondée pendant une longue période, plus continuellement encore depuis la fin du Mésozoïque, avec de légères interruptions pendant l'ère tertiaire déterminées par des transgressions, son relief est celui d'un vieux pays.

Les plus hauts sommets qui n'arrivent pas toutefois jusqu'à 500 mètres, se trouvent dans la partie Nord-Ouest dans les Monts de M ă c i n, anciennes racines des plissements varisques. Aux environs, l'on constate un véritable entourage de témoins (Denis Tepe, Coci-Tepe, Dealul-Mare). Vers le Sud, jusqu'au D e l i o r m a n, ce sont des régions entières, presque complètement aplanies.

Le relief ancien, assez accentué, est à peu près partout recouvert d'une épaisse couche de loess, comme on peut le voir le long de la vallée du Danube. Le loess a adouci les aspérités créees par l'ac-

tivité considérable des cours d'eaux, lorsque ceux-ci étaient en pleine activité, maintenant réduits au stade de la vieillesse, traînant mollement leurs eaux dans de larges vallées, aux bords en pente douce.

La Dobrogea est, au reste, strictement séparée du relief environnant par les failles qui la bordent. Vers l'Ouest et vers le Nord, elle est bornée par la dépression de la Plaine Roumaine, et par le Bugeac bessarabien. Vers l'Ouest, à partir de Călărași, se trouvent les marécages connus sous le nom de «Balta Dunării», vestiges d'anciens deltas, au temps où le Prut était un fleuve et le Brateș un «liman». Vers le Nord, se trouve le Delta actuel avec ses trois bras divergeants aboutissant à la mer. Vers l'Est, c'est l'affaissement de la mer Noire, avec de nombreux golfes transformés en «limans», depuis Raselm, au Nord, jusqu'au lac Tuzla, près de Balcic. Vers le Sud, la Dobrogea se prolonge par la Plateforme Prébalkanique.

Ainsi délimitée, la Dobrogea montre entre ses deux parties — Nord et Sud — des dissimilitudes frappantes, dues aux deux divisions tectoniques qui ont présidé à sa formation.

La partie Nord est formée d'un horst typique, semblable à celui de la Bohême ou des Vosges. Il ferme de la sorte le chapelet de horsts, qui en commençant par le Plateau Central français, a arrêté les plis de la chaîne alpino-carpatique, en lui donnant son allure sigmoïdale.

Le rôle que jouent au Nord les monts Sandomir et le bord du socle fino-sarmatique pour la courbure des Carpates est complété à l'Est par le horst dobrogéen. Leur déviation vers le Sud des Carpates septentrionales doit être mise en liaison avec le prolongement vers le Nord-Ouest du horst

dobrogéen, tel qu'il résulte de la répartition des conglomérats verts carpatiques, formés des débris des Schistes verts dobrogéens. La dépression encore instable confinant au Nord de la Dobrogea, coïncide avec une ligne séismique (Galatz—Tulcea—Sulina), dont le prolongement Ouest passe par Mărășești, — le point le plus bas de la Plaine roumaine, — et Focșani, situé à la courbure des Carpates, qui fut la dernière à s'élever (phase valaque de Stille), car les dépôts tertiaires récents (levantins) prennent également part aux plissements.

Le horst dobrogéen se trouve clairement délimité vers le Sud par la ligne tectonique Peceneaga—Camena [1]), ou, pour mieux dire, par la dépression de Babadag, remplie de dépôts crétacés.

Par contre, depuis la ligne Peceneaga—Camena, vers le Sud, la Dobrogea représente le promontoire, avec oscillations verticales, de la Plateforme Prébalkanique. C'est une des régions, bien rares en Europe, où l'on puisse suivre d'une manière évidente les mouvements épirogéniques du Crétacé jusqu'à nos jours.

Les dépôts tertiaires, dans cette région, sont caractérisés par une discontinuité dont la cause réside dans des transgressions et des régressions répétées. La preuve de mouvements épirogéniques, même à l'époque quaternaire, et peut-être encore actuellement, résulte avec évidence du caractère des vallées du Sud de la Dobrogea, véritables petits cañons dus à un

[1]) L. MRAZEC, Sur la ligne de chevauchement Peceneaga-Camena. C. R. séances Inst. Géol. tome III, 1912—1915.

G. MACOVEI, Observations sur la ligne de chevauchement Peceneaga-Camena. Ibid. t. III, 1912—1915.

D. M. CĂDERE, Les roches éruptives de Camena. Ann. Inst. Geol. tome X, 1921—1924, pag. 240—299.

rajeunissement des cours d'eaux par suite d'un changement de leur niveau de base. Les limans, les quelques petits restes de terrasses marines (V a l e a B a t o v e i, près d'E c r e n e), ainsi que les grottes supérieures trouvées à Caliacra, sont les plus sûrs indices des mouvements épirogéniques, pendulaires, qui se sont produits dans le Sud de la Dobrogea.

Cette région se distingue encore par des signes visibles de plissements mésozoïques, plus apparents ici qu'en aucune autre partie de l'Europe. C'est la Dobrogea qui a fourni la désignation «Kimmérique» (SUESS-MRAZEC), introduite dans la Bibliographie géologique.

Après qu'eûrent surgi les monts varisques, dont les racines forment le noyau du «horst» dobrogéen, — surgissement accompagné et suivi de mises en place de masses éruptives (granits de P r i c o p a n et de M e g i n a, porphyres de Balabancea—Regina Maria (Ortachioi), granits de la zone Măcin—Muntele Carol — Atmaga, porphyres de Camena [1]), il s'est produit au temps du Mésozoïque, les plissements kimmériques.

À la fin du Trias (phase kimmérique ancienne), on assiste au plissement des couches triasiques du Nord. Le Trias supérieur fait défaut — tout au moins d'après ce que nous ont appris les fossiles. Comme dans les Alpes, les plissements kimmériques ont été

---

[1]) ŞT. N. CANTUNIARI, Masivul eruptiv Muntele Carol-Piatra Rosie (jud. Tulcea) (avec résumé allemand). An. Inst. Geol. Rom., VI (1912) 1914.

G. M. MURGOCI, Études géologiques dans la Dobrogea du Nord. Ibid., VI, (1912) 1914.

D. ROTMAN, Masivul eruptiv dela Greci (jud. Tulcea) (avec résumé allemand). Ibid., VII (1913) 1917.

D. M. CĂDERE, Op. cit.

accompagnés de manifestations volcaniques. Depuis le Danube (Isaccea) jusqu'à Nicoliţel, se montre une énorme masse de diabases, que PETERS considérait comme mélaphyres, et qui comprend des blocs de calcaire triasique; elle est recouverte d'ailleurs (B a b a d a g) par les couches du Crétacé supérieur.

Ensuite sont survenus les mouvements kimmériques plus récents, qui ont provoqué le plissement des couches jurassiques supérieures de H â r ş o v a. Les puissants plissements carpatiques ne se sont pas fait sentir en Dobrogea, où les terrains tertiaires sont tous horizontaux.

La Dobrogea est également intéressante au point de vue stratigraphique. Les études commencées par SPRATT [1]) dans la région C o n s t a n ţ a—C e r n a v o d a, ont été continuées principalement par PETERS [2]), auquel on doit le premier travail d'ensemble Puis sont venues des études plus détaillées, dues à des géologues roumains.

Les formations paléozoïques se rencontrent, bien entendu, dans la région des plis varisques. Les fossiles nous démontrent l'existence des terrains dévoniens entre le granit de T u r c o a i a et la chaîne des montagnes de Măcin. Les arkoses et les grauwackes à *Orthis circularis* SOW. *Orthothetes hypponix* SCHN. *Spirifer hystericus* SCHLOTH., *Chonetes sarcinulata* SCHLOTH. etc., suffisent pour indiquer la présence

[1]) F. A. B. SPRATT, Route between Kustendjé and the Danube. Geogr. Society, London 1856. On the geologie of the North-east part of the Dobrutscha. 9. 7. G. S. XIV, 1888.

[2]) K. PETERS. Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. Denkschr. Wien Akad. Wiss, T. XXVII, pag. 83—207. Wien 1867.

du Dévonien inférieur, sous faciès rhénan, semblable à celui connu déjà dans la région du Bosphore[1]).

Les Schistes Verts, renfermant de beaux cristaux de pyrite, et qui forment tout spécialement le substratum des couches mésozoïques existantes dans la moyenne Dobrogea, sont généralement considérés comme siluriens, bien qu'aucune preuve d'ordre paléontologique n'existe à cet égard[2]).

On range aussi dans le carbonifère les conglomérats polygènes, les grès et les schistes argileux, grisverdâtre ou rougeâtres, laminés par pression qui surmontent les couches dévoniennes, formant pour ainsi dire une auréole métamorphisée, principalement vers l'Est des monts Măcin, sont connus sous le nom de Couches de Carapelit[3]) et attribués à l'Antracolithique (au carbonifère).

Les dépôts mésozoïques sont représentés par la série complète.

Le Trias marin est bien développé dans la partie Nord. Il ressemble en tous points à celui des Alpes orientales.

Aucune base d'ordre paléontologique ne confirme l'opinion émise même dans certains traités de géo-

---

[1]) I. SIMIONESCU et D. CĂDERE, Nota preliminară asupra straturilor fossilifere devonice din Dobrogea (avec résumé français). Ann. Inst. Geol. T. I, 1907.

I. SIMIONESCU, Fauna devonică din Dobrogea. Ann. Acad. Roumaine, sect. III, T. II, 1924.

[2]) G. MACOVEI. Op. cit.

C. I. MOTAS, Die Tuffitzone der mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätte von Altântepe. Magistr. Diseit. Berlin 1913.

[3]) L. MRAZEC et R. PASCU, Note sur la structure géologique des environs du village Ortachioi (distr. Tulcea). Bull. Soc. Sc. Bucarest, V, 1906.

logie (E. KAYSER, F. SCHAFFER) et suivant laquelle le Trias de la Dobrogea offrirait des affinités avec le Trias germanique. La faune ammonitique, très riche, — aussi riche que celle des points les mieux connus des Alpes ou des monts Dinariques (Han Bulog), — est entièrement du type méditerranéen. La similitude complète entre le Trias dobrogéen et le Trias alpin résulte non seulement de l'identité de la faune ammonitique, mais encore de la variation des faciès. En outre du faciès ammonitique, représenté par les calcaires rouges marmoréens de Agighiol, tout à fait semblables à ceux des Alpes (type de Hallstatt), on rencontre le faciès argileux, contenant de nombreuses et grandes *Daonella* (Somova, Cataloi), et le faciès coralligène de St. Cassian (île Popina, du lac Raselm).

Grâce aux fossiles découvertes jusqu'à l'heure actuelle, on a pu établir la présence des deux divisions inférieures du Trias:

L'Eotrias (Couches de Werfen), se montre aux environs de la ville de Tulcea. Il est représenté par des argiles schisteuses contenant de nombreux exemplaires (déformés par pression) d'Ammonites (*Tirolites Haueri* MOJS.; *Danubites ellipticus* DIEN), ainsi que des Lamellibranches (*Pseudomonitis Venetiana* HAUER [1]).

---

[1]) I. SIMIONESCU, Studii geologice şi paleonologice din Dobrogea. Fauna Triasică inferioară din Dobrogea (avec résumé français) Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi, Tom. V (1910—1913), No. 29, Bucureşti 1910—1911.

I. SIMIONESCU, La faune du Trias inférieur de Dobrogea. Bull. Sect. Acad. Scient. Roum. (C. R.), Tom. I (1912—1913), pag. 114—125. Bucureşti 1913.

Le Mésotrias est très développé. Toutes les hauteurs comprises, entre Isaccea — Principele Mihai (Baschioï) à l'Ouest et le rivage de la mer vers l'Est, sont formées de calcaires mésotriasiques. Malheureusement, le fait qu'elles sont éparpillées et recouvertes de loess rend difficile le déchiffrement de leur continuité stratigraphique et tectonique. Le point fossilifère le plus riche est à Agighiol, à mi-chemin entre Tulcea et Babadag. Jusqu'à l'heure actuelle, on a décrit 89 fossiles, appartenant aux espèces les plus caractéristiques de l'Anisien (*Arpadites Loczyi* DIEN., *Ptychites acutus* MOJS., *Monophyllites Wengensis* MOJS.) et du Ladinien (*Protrachyceras Archehaus* LBE., *Trachiceras Aon* MÜNST., *Joannites Johannis Austriae* KLIPST., *Monophyllites Aonis* MOJS. etc. [1]).

À l'Ile Popina, on rencontre des calcaires cendrés coralliens, contenant de nombreux Brachiopodes (*Spiriferina megarhyncha* BITTN., *Sp. fortis* BITTN., *Retzia Schwageri* BITTN., *Rhynchonella tricostata* MNST., etc.[2]).

Enfin, à Somova, à Cataloï et dans le Dealul Mare avoisinant Tulcea, il existe, dans de petites carrières, des argiles schisteuses à *Daonella badiotica*, *Pichleri*, *Tirolensis* [3]).

Très intéressante est la faune mésotriasique de Deşli-Caïra, colline isolée voisine de la route

[1]) I. SIMIONESCU, Studii geologice şi paleontologice din Dobrogea VI. Fauna Amonitilor triasici dela Hagighiol (avec résumé français). Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi, Tom V, No. 34, Bucureşti 1914.

[2]) I. SIMIONESCU, Studii geologice şi paleontologice din Dobrogea IV, Fauna triasică din insula Popina (Dobrogea) (avec résumé français). Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi, Tom. IV, No. 26. Bucureşti 1910.

[3]) I. SIMIONESCU.

qui mène de Tulcea à C a t a l o ĭ. Parmi les Ammonites, on trouve des types qui présentent des affinités visibles, avec les espèces connues du Trias hymalaien: *Monophyllites Confucii* DIEN., *M. Pradyumna* DIEN., *Japonites dobrogiacus* SIM. [1]).

Bien que la faune de A g i g h i o l comprenne certaines espèces classées, dans les Alpes, parmi la faune du Néotrias, on n'a trouvé jusqu'à présent aucun échantillon de fossiles permettant d'affirmer la présence certaine d'une division supérieure.

Le Lias semble manquer; tout au moins, sa présence n'est indiquée par aucun reste paléontologique, si minime qu'il soit. Il est possible que les grès de D e n i s t e p e, riches en débris de plantes indéterminables, ainsi que les schistes argileux noirâtres de la région de N a l b a n t, appartiennent au Lias à faciès de Gresten. Mais c'est là une simple supposition.

La partie supérieure du Dogger, et principalement le Malm présentent un grand développement. Des îlots jurassiques se rencontrent aussi vers le Nord, le long de la ligne tectonique P e c e n e a g a—C a m e n a (Jurassique de C â r j e l a r) [2]).

Les couches jurassiques sont plus étendues vers le Sud, depuis H â r ș o v a jusque vers B o a s c i c, du Danube jusqu'à la mer Noire (C a n a r a, C o n s t a n ț a) [3]).

---

[1]) I. SIMIONESCU, Studii geol. și paleontologice din Dobrogea III. Fauna dela Deșli Caïra (avec résumé français). Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi, T. IV (1906—1910), No. 26. Buc. 1910.

[2]) I. SIMIONESCU, Jurasicul dela Cârjelar (Dobrogea) (avec résumé français) An. Inst. Geol. Rom., Vol. IV, fasc. I, 1910, pag. 157—162. București 1911.

[3]) V. ANASTASIU, Contributions à l'étude géologique dela Dobrogea (Roumanie). Paris 1898.

V. ANASTASIU, Fauna calcarului dela Canara (jud. Constanța). Asoc. rom. pentru înaintarea și răsp. științ., congresul II, din București 1903, pag. 395—397.

Elles gisent en discordance sur des Schistes Verts paléozoïques, et sont recouvertes à leur tour, en grande partie, par des dépôts crétacés, tertiaires, ou de loess.

On peut suivre un profil naturel le long du Danube, depuis H â r ș o v a jusqu'aux approches de C e r n a v o d a. Là apparaît spécialement le Mahn, représenté par des calcaires en lits réguliers, interrompus par des calcaires récifaux, massifs, contenant une riche faune séquanienne [1]).

Assez différent du jurassique des Carpates, celui de la Dobrogea présente des ressemblances bien accusées avec le Jurassique de la Franconie et de la Souabe, également coupé par le Danube dans son cours supérieur. On n'y rencontre presque jamais les genres *Phylloceras* et *Lytoceras*. *Oppellia* y est à peine représentée, alors que l'on trouve un grand nombre d'espèces de *Perisphinctes*, parmi lesquels certains individus atteignent un diamètre de 0,50 m; de nombreux Spongiaires bien conservés, divers Coraux, des Échinodermes (*Cidaris Blumenbachi* MÜNST., *coronata* GLDF., *Diplocidaris gigantea* AG., *Glypticus hieroglyphicus* GLDF., etc., des Bivalves et surtout nombreux et beaux Brachiopodes (*Rh. inconstans* SOW., *moravica* UHL., *Ter. Zieteni* LOR., *formosa* SUESS), en compagnie d'Ammonites.

On a pu distinguer les horizons suivants:

Callovien supérieur, à *Collyrites elliptica* DESM.;

Oxfordien supérieur, à *Peltoceras arduennense* d'ORB. et *Rhynch. dichotoma* QU.;

---

[1]) I. SIMIONESCU, Straturile jurasice dintre Hârşova şi Boascic. An. Inst. Geol. Rom., Vol. III, fasc. 1, 1909, pag. 1—34. București 1910.

Séquanien à *Peltoceras bimammatum* Qu., *Aspidoceras Babeanum* d'Orb., *liparum* Opp., *Perisphinctes Ernesti* Lor., *Warthae* Buk., *Ochetoceras Marantianum* d'Orb., *Bel. hastatus* Bl. et aussi des Calcaires coralligènes à *Glypticus hieroglyphicus* Gldf.;

Kimméridgien et Portlandien, calcaires à *Ter. formosa* Suess., *Rh. moravica* Uhl., *Rh. Astieriana* d'Orb.

Le Crétacé inférieur est principalement développé dans la partie moyenne de la Dobrogea. On peut en suivre le profil naturel le long de la ligne du chemin de fer Cernavoda — Constanța [1]). Il se développe sous un faciès néritique, semblable à celui de la région jurassique qui borde les Alpes occidentales.

Le Néocomien sensu-lato, se montre même sur la rive du Danube, à Cernavoda, sous la culée du pont Carol I-er.

Le Valanginien est représenté par des calcaires marneux en bancs épais, riches en fossiles, conservés en moules: *Valletia Tombecki* Mun. Chalm., *Matheronia eurystoma* P. et C., *Monopleura valangiensis* P. et C., *Venus Dupiniana* d'Orb., *Nerinea Etalloni* P. et C., *Acrosalenia patella* Desor.

L'Hauterivien n'est pas fossilifère. En revanche les bancs supérieurs de calcaire zoogène sont très riches en fossiles de toutes espèces, et en nombre extraordinaire. *Requienia ammonia* Goldf., *Monopleura trilobata* d'Orb., *Pterocera Pelagi* Brongn., etc., qui indiquent la présence du Barrémien.

L'Aptien est bien découvert vers l'Est de Cerna-Voda. Il est caractérisé par une variation de

[1]) G. Macovei, Sur l'âge et la variation des faciès des terrains sédimentaires de la Dobrogea méridionale. C. R. des Séances. Inst. Géol. de Roum., Tome II (1019—1911), pag. 63—84.

faciès tant horizontale que verticale. *Orbitolina lenticularis* BLUMB., s'y trouve partout; elle est parfois accompagnée de *Panopaea neocomiensis* d'ORB., *Rhychonella Gibbsiana* DAVIDS., *Terebratula sella* SOW., *Acanthoplites Nolani* SEUNES sp., etc.

L'Albien est également très répandu; il est souvent transgressif sur le Néocomien ou sur le Jurassique. *Neohibolites minimus* LISTER apparaît en grandes quantités aux abords de la gare Mircea-Vodă, mais la faune est beaucoup plus variée dans d'autres endroits (*Parahoplites Milletianus* d'ORB sp., *Hoplites* (*Leymeriella*) *tardefurcatus* LEYM., *Hoplites dentatus* SOW. sp., *Ostrea aquila* d'ORB., etc.

Le Crétace supérieur apparaît non seulement dans la Dobrogea méridionale où il est coupé par la Vallée de Carasu, mais il passe, en transgressivité, vers le Nord, en comblant l'étroite dépression de Babadag, dans la direction SE—NO, jusque près du Danube [1]). À peu près partout, le Cénomanien débute par des conglomérats, dans lesquels ne manquent pas des petits *Hippurites*, accompagnés de *Turrilites Puzosianus* d'ORB., *T. Costatus* BOSC., *Mortoniceras inflatum* SOW. sp., *Puzosia planulata* SOW. sp., qui en déterminent exactement l'âge.

La présence du Turonien est indiquée par *Echinoconus castanea* d'ORB., *Inoceramus labiatus* SCHLÜTER et aussi *Rhynconella Cuvieri* d'ORB.

Le Sénonien s'étend davantage; à Murfatlar, sur la ligne Cernavoda—Constanța, il se présente sous forme de bancs épais de craie à silex, dans

---

[1]) I. SIMIONESCU, Le Néocrétacé de Babadag (Dobrogea). Bull. Sect. Scient. Ac. Roum., Tom. II (1913—1914), pag. 67—72. București 1914.

laquelle on a trouvé: *Belemnitella mucronata* SCHLOTH., *Offaster pillula* LAM., *Ostrea vesicularis* d'ORB., etc. Vers le Nord, le Sénonien contient en grand nombre *Pachydiscus* et *Inoceramus*.

On ne rencontre aucun dépôt tertiaire dans la partie septentrionale de la Dobrogea, toujours exondée.

Dans la partie méridionale, les couches tertiaires ne sont pas continues; ceci démontre justement les oscillations continuelles dont il a été parlé ci-dessus.

Le **Paléogène** n'est représenté que par quelques lambeaux de Lutétien, à caractère méridional, qui se laissent voir aux environs de C e r n a v o d a [1]) et à limite Sud du district de Constanța, à A z a r l â c et à T e c h e c h i o ï [2]). Il y à la des calcaires riches en *Nummulites* (*N. distans* DESH., *Tchihatcheffi* d'ARCH., etc. Le Néogène marin est faiblement représenté, plus au Nord de Cernavoda, par des marnes calcaires à *Ostrea crassicosta* SOW., *Pecten scabrellus* SACCO, *Anomia ephippium* POLI, qui appartiennent au premier étage méditerranéen [3]).

Le Sarmatien, au contraire, présente une grande étendue, depuis la région située plus au Nord de C a r a s u jusqu'à la frontière Sud de la Dobrogea; il est surtout développé aux environs de B a l c i c. Il se présente sous forme de bancs épais de calcaire remplis d'empreintes de *Mactra variabilis* SINZ., *Tapes gregaria* PARTSCH., et même *Mactra bulgarica*,

---

[1]) G. MACOVEI, Asupra extensiunii Numuliticului în Dobrogea D. de. s. ale șed. Inst. geol. Rom., Vol. III (Dans l'édition française, pag. 131—135.) București 1915.

[2]) SABBA ȘTEFĂNESCU. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Thèses. Lille 1897.

[3]) G. MACOVEI, Sur la présence du premier étage méditerranéen dans la Dobrogea. C. R. des Séances, Inst. Géol. de Roum. Tome III (1911—1912), pag. 143—146.

ce qui démontre que le Sud de la Dobrogea a été submergé pendant tout le temps qu'à duré le Sarmatien, jusqu'au Chersonien.

D'autres dépôts néogènes, aussi étendus, tant sur le versant Sud des Carpates que dans la Plaine Roumaine ne se rencontrent que sur la rive danubienne de la Dobrogea, à partir de Vlahchioi jusqu'à l'Ouest de Turtucaia. Dans cette région, on a mis en évidence l'existence du Pontien, du Dacien et du Levantien. Le Dacien présente une faune analogue à celle de la région du Buzău *Psilodon (Prosodacna) Sturi* Cob., *Pr. Haueri* Cob. sp., *Stylodacna Heberti* Cob. sp., *Vivipara bifarcinata* Bielz. Le Levantien se montre surtout sous forme de calcaires lacustres [1]).

À la suite, le sol de la Dobrogea est complètement exondé. Le relief formé n'est recouvert, que pendant le Quaternaire, d'épaisses couches de loess, que l'on voit le long des vallées et principalement sur les bords de la mer Noire, où leurs écroulements successifs maintiennent toujours le rivage nu et déchiqueté.

INDICATIONS SPÉCIALES

Des ouvrages assez détaillés, publiés depuis longtemps, ont fait déjà connue la Géologie de la Dobrogea. Nous n'avons donc pas cru nécessaire de rééditer tous ces résultats par des descriptions locales

[1]) R. Pascu, Asupra prezenţei Pliocenului în Dobrogea. An. Inst. Geol., Vol. III (1909), fasc. 2, pag. 409.

St. Manolescu, Comunicare preliminară asupra Pliocenului din dreapta Dunărei cuprins între Canlia şi Caramancea D. d. s. ale şed. Inst. Geol. Rom., Vol. VII (1915—1916), pag. 278—292.

des régions à parcourir. D'autre part, comme depuis lors on n'a pas obtenu de nouveaux résultats, ce qui a été le cas pour les Carpates, nous avons cru suffisant, après l'aperçu général sur la géologie de cette province, de donner seulement quelques indications sur l'itinéraire à suivre.

Première journée. La matinée de la première journée d'excursion dans la Dobrogea, est consacrée à l'examen des formations dévoniennes de l'extrémité Nord-Ouest du noyau varisque, ainsi qu'à la visite du massif granitique de Muntele Carol.

En partant de G h e c e t, point de débarquement dans la Dobrogea et en montant le bras du D a n u b e nommé D u n ă r e a V e c h e (Vieux Danube), on voit à gauche les dernières ramifications des Monts du Măcin, émergeant brusquement à la surface de la zone des étangs et marécages qui accompagnent le D a n u b e, et qui constituent ce qu'on appele «Balta».

Au premier plan, c'est le chaînon O r l i g a—A g a m i n, constitué par des quartzites et cornéennes dévoniens, tandis qu'au dernier plan, se profilent les collines du B u g e a c, constituées également par des quartzites, auxquels s'associent des phyllites et des amphibolites du même âge.

Le village de M ă c i n, auquel on arrive après une douzaine de kilomètres, est disposé en amphithéâtre sur le flanc d'une terrasse d'érosion, couverte par du loess. Près du débarcadère, affleure un granit pegmatitique aux filons caolinisés; c'est la roche dans laquelle le fleuve a sculpté la terrasse.

Jusqu'aux approches du M-t. C a r o l, les formations paléozoïques sont couvertes des deux côtés de la route par un épais manteau de loess. C'est seulement

à droite, dans le mamelon M. Carcaliu, ainsi que sur la bordure de la terrasse, en aval de Carcaliu, puis dans le village même, ainsi d'à Iglița, qu'apparaissent des phyllites dévoniennes, qui contiennent par places (Carcaliu, Iglița) des traces de fossiles. A gauche de la route et tout près d'elles, on ne trouve que le coïncement de quartzites dévoniens à M. Râioasa. Mais au dernier plan, et parfois seulement à un km de distance, se profile la chaîne à relief hardi et varié, du Pricopan et du Țuțuiatu, constituée par des granits et des gneiss.

À partir du petit vallon de Greci, que la route franchit avant d'arriver à M. Râioasa, on gravit la colline de Caracicula. À la hauteur des points culminants de Priopcea et du M-t. Carol, on peut suivre entre ces deux hauteurs, sur une direction perpendiculaire à celle de la route, la coupe la plus complète du Dévonien de la Dobrogea.

La crête de Priopcea (402 m), est constituée par un puissant paquet de quartzites, les mêmes qui affleurent dans le M. Râioasa et dont on retrouve, à Orliga, la continuation vers le N-E. La proéminence aiguë de cette crête, est due, moins aux quartzites mêmes, qu'à un filon interstratifié de quartz. La série de ces quartzites se continue transversalement vers l'Est, jusque dans le chaînon de Megina, où elle vient en contact avec la zone granitique de Greci. De l'autre côté de ce chaînon, on passe dans la zone de la formation carbonifère, connue sous le nom de formation de Carapelit.

La rupture de pente sur le flanc Ouest de la Priopcea correspond au contact des quartzites avec un puissant paquet de phyllites argileuses, qui s'étend jusqu'à la route.

En poursuivant la coupe à l'Ouest de la route, vers le M-t. Carol, on constate, d'abord, que la zone des phyllites passe à l'Ouest, parfois jusqu'à 100 m. à partir de la route. Tout près de celle-ci, on trouve de rares bancs de quartzites ferrugineux intercalés dans les phyllites, qui contiennent parfois des empreintes de tiges de *Crinoïdes*.

On passe ensuite dans une série de phyllites calcaires et de calcaires schisteux, qui se continuent jusqu'à une première croupe qui se dessine vers l'Ouest.

Ensuite, des quartzites noirâtres suivent et passent aux quartzites, pareils à ceux de Priopcea, dont la zone se continue transversalement jusque dans les mamelons de Bujoarele.

Sur le versant ouest du mamelon Bujorul Bulgăresc, en face de la coline Iacob-Deal, affleurent des schistes argileux et des calcaires verdâtres ou rouillés, qui passent à des calcaires schisteux très fossilifères. C'est de cet endroit que SIMIONESCU a décrit une faune éodévonienne, réunissant des représentants des Coraux, des Echinodermes, des Mollusques, des Crustacés et surtout des Brachiopodes, dont on connaît une vingtaine d'espèces appartenant aux genres *Orthis*, *Orthothetes*, *Stropheodonta*, *Chonetes*, *Spirifer*, etc., formes qui montrent des affinités de ces formations plutôt avec le Dévonien inférieur du Bosphore qu'avec celui de Podolie.

Les derniers affleurements du Dévonien sont séparés de la masse granitique du M-t. Carol, par une large vallée dont le profil a été adouci et uniformisé par une épaisse couverture de loess.

Le massif du M-t. Carol (Iacob-Deal), dont la silhouette se distingue nettement même de Brăila, parmi les autres proéminences montagneuses, re-

présente une intrusion granitique dans les dépôts paléozoïques. Vu que en dehors du Dévonien, le Carbonifère apparaît métamorphisé aussi par cette intrusion, il faut admettre que la mise en place de ce massif a eu lieu à la fin du Paléozoïque.

Dans la carrière de Iacob-Deal, on peut voir très bien découverts, des granits à riebeckite parmi lesquels on constate des variations de porphyre syénitique et même de la syénite. Ce sont des faciès de différenciation du magma sodique intrus, qui plus à l'Ouest, à quelques centaines de mètres, a donné naissance à un granit à aegyrine, aux micropegmatites, aux aplites granitiques, aux granitites, porphyres, etc.

Il faut remarquer dans la même carrière le clivage presque parfait de la masse granitique dont les plans sont orientés suivant la direction générale des plis paléozoïques, ce qui lui donne une apparence de stratification.

Du sommet du M-t. Carol on jouit d'une très belle vue sur le paysage de la Balta du Danube et sur les Monts de Măcin.

Dans l'après-midi, on descend par une route latérale vers Cerna. À gauche, on rencontre toujours les formations dévoniennes des collines de Caracicula, et à droite, à une certaine distance, le massif granitique de Piatra-Roșie, qui n'est que la continuation du massif du M-t. Carol.

La route principale, suit, du point où nous l'avons quittée jusqu'à Cerna, la zone des phyllites argileuses, comprises entre les quartzites de Priopcea et les phyllites calcaires de Caracicula. On peut facilement reconnaître la continuation des mêmes zones dévoniennes au delà de Cerna jusqu'à Mircea-Vodă (Akpunar). La vallée de la Cerna

est placée, d'après ROTMAN, sur un décrochement transversal qui a intéressé toute la zone dévonienne.

Les collines boisées, qui se profilent vers le Sud, sont constituées par le Crétacé du synclinal de Babadag. Les grès calcaires cénomaniens de ce synclinal, s'étendent jusqu'à Mircea-Vodă (Akpunar) où ils apparaissent dans le village même.

Dès qu'on a dépassé le hameau de G-l Praporgescu (Iaïla), en descendant vers Regina Maria (Ortachioi), la route s'engage dans la formation de Carapelit. On rencontre là des schises targileux, verdâtres et rougeâtres, des grès grossiers et des conglomérats, qu'on attribue, en général, au Permo-Carbonifère. Approximativement à 2 km. avant d'entrer dans le village de Regina Maria (Ortachioi), on peut examiner les caractères de cette formation dans le flanc d'un mamelon qui s'élève à droite de la route.

Chemin faisant, on se trouve en face du profil conique du M-t. Consul, constitué par des calcaires triasiques, traversés par des porphyres, des porphyrites et des diabases.

Jusqu'à Principele Mihai (Bașchioï), les mamelons qui flanquent la route des deux côtés, sont constitués par du Trias, sauf la colline de Dautcea, qui appartient au flanc Nord du synclinal crétacé de Babadag.

De Principele Mihai (Bașchioï), on prend la route de Nalbant où l'on passe entre des mamelons constitués par des grès calcaires schisteux triasiques.

À Nalbant, apparaissent des schistes argileux noirâtres avec des grès schisteux de même nuance, dont on ne connaît pas l'âge, mais dont la ressemblance

avec les dépôts liasiques des Carpates méridionales est frappante.

Entre Nalbant et Cataloï, le loess masque toutes les autres formations. C'est à cette dernière localité, sur le monticule sur lequel est bâtie l'église du village, que se montrent des marnes schisteuses à *Daonella* du Trias moyen.

Jusqu'à Tulcea, rien d'intéressant à remarquer. Dans les colines et les mamelons à profil arrondi, affleurent des calcaires gris ou rouges du Trias moyen.

Un point intéressant à visiter est à l'Ouest de la ville de Tulcea, dans la carrière de Tulcea-Veche. Là se montrent à découvert des calcaires noirs, schisteux, avec des intercalations de schistes argileux, dans lesquels on a trouvé de nombreux exemplaires de: *Tirolites Haueri*, *Danubites ellipticus* et *Pseudomonotis venetiana* ce qui les fait rattacher au Werfénien. C'est le seul point de la Dobrogea où l'on a pu déterminer jusqu'ici la présence du Trias inférieur. On remarquera l'intensité du plissement qu'ont dû subir toutes ces couches.

À l'extrémité opposée de la ville, au point nommé La Monument, affleurent des conglomérats polygènes, dans les éléments desquels on peut reconnaître presque toutes les formations paléozoïques de la Dobrogea. On a d'habitude englobé ces conglomérats dans la formation de Carapelit, en leur attribuant l'âge permien. Toutefois, il n'est pas exclu qu'ils représentent la base du Trias.

Deuxième journée. On quitte la ville pour aller à Agighiol, localité devenue classique par la riche faune que renferment les dépôts du Trias moyen.

En marge de la ville de Tulcea, se trouvent les carrières de Dealul Mare, où l'on exploite

des calcaires triasiques. Mais ces calcaires sont associés à des schistes marneux et argileux qui contiennent des Daonella, comme à Cataloi.

Jusqu'à Agighiol, la région n'offre rien d'intéressant au point de vue géologique.

Il est à remarquer seulement que dans un mamelon à l'Ouest de la route (Deșli-Caïra), SIMIONESCU a découvert et décrit des formes d'Ammonites caractéristiques à la province hymalaienne.

À l'Ouest du village de Agighiol, s'élèvent les collines du Dealul Pietros. C'est dans le flanc Est de ces collines, tout près du village, que se trouve le point fossilifère. Dans cet endroit affleurent des calcaires de Hallstadt, disposés en bancs faiblement ondulés. C'est dans les bancs de calcaires rouges, qui se trouvent au point le plus bas de l'affleurement point connu sous le nom de Lutul Roș, qu'on a rencontré le plus grand nombre de fossiles. En effet, c'est l'endroit le plus fossilifère de tout le Trias de la Dobrogea.

Une bonne partie de la matinée sera employée à la recherche des fossiles.

L'après-midi, si le temps est favorable, on ira faire connaissance, en partant de Sarichioï, avec le Trias moyen de l'île Popina.

Pour rentrer à Tulcea, on prendra la route de Zebil, où on trouvera les calcaires du Trias moyen, pareils à ceux qui apparaissent sur certains points du Dealul Pietros à Hagighiol. C'est de cette localité que proviendrait le prétendu *Ceratites nodosus* sur lequel s'est fondée la fausse opinion, généralement accréditée, que le Trias de la Dobrogea serait du type germanique.

À l'Ouest de la grande route qu'on atteint après Zibil, s'élève la colline solitaire de Denistepe,

constituée par des arkoses, qu'on suppose appartenir au Lias, sans posséder d'ailleurs à cet égard, aucun indice paléontologique.

TROISIÈME JOURNÉE

On suit la grande route qui conduit de Tulcea à Constanța. Jusqu'au lac de Babadag, on refait le trajet déjà parcouru le jour précédent.

Près de Babadag, on franchit le bord Nord du grand synclinal crétacé, qu'on traverse ensuite jusqu'à Ceamurli de Sus et Hamangia, où le flanc opposé du même synclinal s'appuie sur les Schistes verts.

Avant d'arriver à ces localités, on quitte la grande route pour se diriger vers Caugagia et Camena.

À Caugagia, on peut examiner les marnes et les grès sénoniens, où l'on peut récolter des fossile, tels que: *Pachydiscus*, *Tissotia*, *Inoceramus*, *Micraster*, *Cyclolites*, etc.

À Camena, nous nous trouvons sur la ligne de chevauchement des Schistes verts sur les plis varisques de la Dobrogea du Nord.

Dans cet endroit il existe un synclinal de dépôts dévoniens et carbonifères, qui est coupé obliquement par le bord chevauchant des Schistes verts. Le flanc S-O de ce synclinal n'est pas visible; il est resté en profondeur le long du plan de chevauchement. Et alors, la bordure des Schistes verts, transformés ici en micaschistes, vient en contact, soit avec les Schistes carbonifères de Carapelit de la zone médiane du synclinal, soit avec des calcaires triasiques. Le flanc opposé du même synclinal est nettement visible dans

les collines de Bechir-Ciaïr au N-E de Camena, où les quartzites et les phyllites dévoniens de ce flanc sont recouverts par les conglomérats à *Exogyra columba* du Crétacé du synclinal de Babadag.

Les circonstances tectoniques locales ont été compliquées par la mise en place d'un puissant dyke de porphyres, accompagnés d'une zone d'injection qui a intéressé les Schistes verts. Sur le talweg du ruisseau de Camena, sur celui de Cuorlâc et ensuite sur quelques ravins qui se trouvent entre Ivralnica et Taș Bair, du côté de Ceamurli de Sus, on peut examiner en détail la zone d'injection.

On y voit que les Schistes verts, présentant des degrés différents de métamorphisme, aussi bien que les micaschistes, sont injectés par des filons de quartz, pegmatite, aplites, amphibolites, hornblendites, etc.

Au fur et à mesure qu'on s'éloigne vers le S-O de cette zone, le métamorphisme des Schistes verts diminue; les injections basiques et même les injections acides disparaissent, seuls persistent les filons de quartz, qui caractérisent toute la zone des Schistes verts jusqu'à sa limite méridionale.

Sur la route de Ciamurli à la mine Altân-Tepe, on a l'occasion à chaque pas d'étudier les caractères de cette formation. À Altân-Tepe, on exploite un gisement de pyrites cuivreuses, qui se présente sous forme d'un amas de minerai injecté dans les Schistes verts.

Dans l'après-midi on rejoint la grande route, pour se diriger ensuite vers Constanța.

Presque tout le long de la route jusqu'à Canara, affleurent les Schistes verts, qui transpercent la couche de loess. Au niveau du lac Tasaul, la route

atteint l'extrémité Sud-Est d'une bande de calcaires jurassiques, qui s'est conservée sur le versant sud de la vallée de la Casimcea.

À Cogea Ali, se trouvent les derniers affleurements de Schistes verts. Dans cet endroit ils se présentent sous un faciès gréseux, avec des intercalations de conglomérats.

À Canara, on traverse d'abord les calcaires jurassiques, qui ont fourni les matériaux pour la construction du port de Constanța, ensuite les calcaires du Crétacé inférieur, qui se confondent pétrographiquement avec ces derniers. Finalement la craie blanche sénonienne occupe une bonne partie du rivage Ouest du lac Siut-Ghiol.

Les dépôts crétacés sont recouverts par la plaque sarmatienne, qui s'étend en Dobrogea, à partir de la latitude de ce point, jusqu'au-delà de la frontière bulgare.

À la base de la falaise de Constanța, on peut voir les calcaires sarmatiens.

QUATRIÈME JOURNÉE

La matinée est réservée à la visite de la ville, du port et des installations.

Après le déjeuner, on se dirige vers Cerna-Voda en suivant une route parrallèle à la voie ferrée.

Le long de cette route, on a l'occasion de passer en revue toute la série des dépôts crétacés à faciès néritiques, sauf toutefois le Sarmatien.

Ainsi, dans les carrières de Murfatlar on peut voir la craie sénonienne recouverte par le Sarmatien. On remarquera la présence d'une couche d'argile à

la base de ce dernier étage, dont l'existence est d'une importance capitale pour l'économie de la Dobrogea du Sud. Grâce à cette couche d'argile, qui détermine toujours l'existence d'un niveau aquifère, cette province n'est pas complètement privée d'eau.

À A l a c a p, ce sont les calcaires barrémiens qui affleurent. Ils supportent habituellement des argiles kaolineuses, des sables et des graviers torrentiels de l'Aptien continental, mais qu'on ne distingue clairement que plus à l'ouest, à D o c u z o l.

Dans cette région on peut suivre une coupe où l'on peut voir d'abord les sables verts du Gault, qui recouvrent les graviers aptiens, ensuite les grès grossiers cénomaniens, qui supportent une couche de grès calcaire conglomératique de quelques mètres d'épaisseur, remplie de *Echinoconus castanea*, qui représente le Turonien, et enfin des marnes gréseuses sénoniennes qui passent à la craie à concrétions de silex, où on trouve beaucoup de fossiles sénoniens.

De M e d g i d i a à C e r n a v o d a on rencontre les mêmes formations. Dans quelques endroits, par exemple dans les carrières de M i r c e a - V o d ă, les dépôts continentaux aptiens ont été lavés par la transgression albienne. Alors, les grès du Gault, recouvrent directement les calcaires barrémiens avec une légère discordance. Toujours dans la même région, le Cénomanien commence par une couche de conglomérats, dont les éléments sont constitués en majorité par de nodules de phosphorites et par des fossiles du Gault roulés et également phosphatés.

La série crétacée est toujours recouverte par la plaque sarmatienne.

À la gare S a l i g n y, nous rencontrons le premier point où l'on trouvera de l'Aptien marin. En effet,

dans la paroi qui s'élève derrière la gare, on trouve des marnes sablonneuses extrêmement riches en *Orbitolines*, en dehors d'autres restes de Lamellibranches et de Gastéropodes.

Ensuite on s'engage dans le défilé de la vallée qui conduit à C e r n a v o d a.

On peut examiner dans cette localité, soit dans la falaise qui supporte l'extrémité du grand pont «Carol I», soit dans les carrières de la fabrique de ciment, tous les termes de l'Éocrétacé qu'on peut facilement reconnaître en se basant sur les fossiles. Le Barrémien spécialement est extrémement fosilifère.

À Cernavoda, l'excursion B prend fin.

Fin du Guide des excursions.

TABLE DES MATIÈRES

Pag.

G. MACOVEI. Préface 3
L. MRAZEC et E. JEKELIUS. Aperçu sur la structure du Bassin Néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz 5
G. MACOVEI. Aperçu géologique sur les Carpates orientales 23
D. M. PREDA. Géologie de la Vallée du Teleajen dans la région des Collines subcarpatiques 143
L. MRAZEC et I. ATANASIU. L'anticlinal diapir Moreni-Gura Ocniţei 171
O. PROTESCU et G. MURGEANU. Géologie de la vallée de la Prahova entre Câmpina et Comarnic 195
G. MACOVEI et I. ATANASIU. La Zone interne du Flysch dans la région de la haute vallée de la Prahova et du Bassin supérieur de l'Olt 239
— La chaîne volcanique Călimani-Hârghita. . . . 255
I. ATANASIU. La masse cristalline et les dépôts mésozoïques des monts Hăghimaş dans la partie orientale de la Transylvanie 263
G. MACOVEI et I. ATANASIU. La Zone interne du Flysch dans la région des vallées de la Bistricioara et du Bicaz 295
S. ATHANASIU, G. MACOVEI et I. I. ATANASIU. La Zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistriţa 315
I. SIMIONESCU. Aperçu géologique sur la Dobrogea. . 353

LISTE DES COUPES INTERCALÉES DANS LE TEXTE

Pag.

G. MACOVEI et I. ATANASIU. Coupe par la Cuvette mésozoïque marginale le long de la Valea Seacă en Bucovine 38
I. ATANASIU. Coupe par la Cuvette mésozoïque marginale dans la région de Tulgheş. 53
D. PREDA et I. ATANASIU. Coupe le long du ruisseau Sötét, dans la haute vallée du Trotuş. 60
I. ATANASIU. Coupes par la «Crête de Dămuc» dans la vallée du Bicaz 62
TH. KRÄUTNER. Coupe par la Cuvette mésozoïque marginale dans le Nord de la Bucovine 63
G. MACOVEI et I. ATANASIU. Coupe le long de la haute vallée de l'Uzu 69
— Le contact entre la Zone interne et la Zone marginale du Flysch à Audia 70
B. SWIDERSKI. Coupe par les dépôts miocènes le long de la vallée de la Lucza 115
D. PREDA. Coupe à travers le chaînon de Pietricica près de Bacău 125
— Coupe dans la région méridionale de l'Éperon de Văleni 151
— Coupe le long de la vallée du Teleajen à Gura Vitioarei 152
— Coupe par la Cuvette de Slănic 162
— Coupe schématique dans la rive droite du Teleajen à Mâneciu. 163
L. MRAZEC et I. ATANASIU. Coupe de l'anticlinal diapir Moreni-Gura Ocniţei 181
G. MURGEANU. Coupe de la rive droite de la Prahova entre Podu Neagului et Breaza 227
— Coupe par la zone interne et la Cuvette de Slănic (Vallée de la Prahova) 228
O. PROTESCU. Coupe entre Vf. Rotund et Vf. Ciobii. . 229
G. MURGEANU. Coupe parallèle à la rive gauche de la Prahova, à Breaza 230

Pag.

G. MURGEANU. Rapports entre la Cuvette de Slănic, Sous-zone miocène et la Zone à plis diapirs (Vallée de la Prahova) 213

O. PROTESCU. Coupe de la rive gauche de la Prahova entre Cornu et Câmpina 232

S. ATHANASIU, G. MACOVEI et I. ATANASIU. Coupe le long de la vallée de la Bistriţa à Scăricica 347

LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE

PLANCHE 1. L. MRAZEC et E. JEKELIUS. Profil normal schématique du Néogène du Bassin transylvain.

» 2. L. MRAZEC et E. JEKELIUS. Esquisse tectonique du Bassin transylvain. Echelle 1 : 500.000.

» 3. L. MRAZEC et E. JEKELIUS. Profils schématiques montrant l'allure tectonique du Néogène dans le Bassin transylvain. Echelle : long. 1 : 800.000 ; haut. 1 : 200.000.

» 4a. D. M. PREDA. Carte géologique de la vallée du Teleajen. Echelle 1 : 50.000.

» 4b. D. M. PREDA. Idem. Echelle 1 : 50.000.

» 5. L. MRAZEC et I. ATANASIU. Profils normaux dans le Dacien du flanc méridional de l'anticlinal Moreni-Gura Ocniţei. Profils dans le Méotien de l'anticlinal diapir Moreni-Gura Ocniţei.

» 6. L. MRAZEC et I. ATANASIU. Carte géologique de l'anticlinal diapir Moreni-Gura Ocniţei. En partie d'après les travaux de G. BOTEZ. Echelle 1 : 20.000.

» 7. I. POPESCU-VOITEŞTI, L. MRAZEC et O. PROTESCU. Carte géologique de la vallée de la Prahova entre Câmpina et Comarnic. Revue et complétée par O. PROTESCU et G. MURGEANU. Echelle 1 : 50.000.

» 8. Esquisse géologique des environs de Sinaïa et Braşov. Moitié nord par E. JEKELIUS. Moitié Sud, par V. POPOVICI HATZEG, O. PROTESCU et G. MURGEANU. Délimitation approximative des Couches de Sinaïa par G. MACOVEI et I. ATANASIU. Echelle 1 : 200.000.

» 9. G. MACOVEI et I. ATANASIU. Esquisse géologique du bassin supérieur de l'Olt. Les

montagnes du Barot par E. JEKELIUS. Echelle 1 : 200.000.

PLANCHE 10. G. MACOVEI et I. ATANASIU. Esquisse géologique des environs de Gheorghieni. Echelle 1 : 200.000.

» 11. I. ATANASIU. Carte géologique des environs de Toplița et Borsec. Echelle 1 : 75.000.

» 12. I. ATANASIU. Carte géologique des environs de Tulgheș. Echelle 1 : 50.000.

» 13. G. MACOVEI et I. ATANASIU. Carte géologique des environs de Hangu. Echelle 1 : 50.000.

» 14. G. MACOVEI et I. ATANASIU. Carte géologique des environs de Bicaz. Echelle 1 :50.000

» 15. SAVA ATHANASIU. Carte géologique de la Zone marginale du Flysch à Piatra-Neamț. En partie revue et complétée par G. MACOVEI et I. ATANASIU. Echelle 1 : 50.000.

» 16. SAVA ATHANASIU, G. MACOVEI et I. ATANASIU. Bordure du Flysch marginal à Piatra-Neamț. Echelle 1 : 50.000.

» 17. R. PASCU. Carte géologique de la partie septentrionale de la Dobrogea. Completée d'après G. MURGOCI, D. ROMAN, I. SIMIONESCU D. CANTUNIARI et D. CĂDERE. Echelle 1 : 200.000.